МЕТЕОРОЛОГИЈА

УНИВЕРЗИТЕТ У БЕОГРАДУ

Д-р ПАВЛЕ ВУЈЕВИЋ
РЕДОВНИ ПРОФЕСОР УНИВЕРЗИТЕТА

МЕТЕОРОЛОГИЈА

ПРОСВЕТА
ИЗДАВАЧКО ПРЕДУЗЕЋЕ СРБИЈЕ
БЕОГРАД 1948

ПРЕДГОВОР

Метеоролошка наука се невероватно нагло развила у последњим десетолећима, после Првог светског рата, нарочито у испитивањима високе атмосфере и у схватањима о динамичким збивањима у атмосфери, чији се зачеци налазе већ у радовима Х. Хелмхолца. Развитак динамичке метеорологије знатно је упливисао и на практичну грану метеорологије. Синоптичка метеорологија се, такође, изванредно брзо развијала, у циљу што већег обезбеђења ваздухопловства. Озбиљност ових радова је, несумњиво, у вези са великом одговорношћу прогностичке службе за људске животе. Тај нагли развитак метеоролошке науке дело је безбројних научника из свих континената, који су усавршавали, допуњавали и проширивали све раније написане радове.

Модерна метеорологија се потпуно оснива на физичком начину посматрања свих атмосферских појава, и све више се служи вишом математиком, нарочито при теориским обрађивањима појединих динамичких и термодинамичких питања.

Обзиром на све ово, као и обзиром да је овај уџбеник, засад, једини ове врсте код нас, он је нешто проширен, а написан је према садашњем стању метеоролошке науке, уколико сам имао на расположењу најновију научну литературу. Јасно је да ово није самостално дело, јер су се, за највећи део градива, морали употребити туђи радови. Оригинална је само расподела градива и оно што је од целокупног градива унесено у уџбеник.

Уџбеник је намењен, поглавито, слушаоцима метеоролошко-климатолошке и географске групе Природно-математичког факултета, као и слушаоцима Пољопривредно-шумарског и Техничког факултета. При обради градива морао сам имати у виду потребе свих оних који слушају метеорологију, што је тежак посао, јер су неким групама потребнији научно-стручни и потпуно физички обрађени подаци, а другима, више практична примена, било за потребе пољопривредника, шумара или географа. То је разлог што у уџбенику има доста података који су нарочито важни техничарима и метеоролозима, као што је извођење једначина за неке метеоролошке појаве, других — опет — који су корисни за географе, а трећих, који више интересују шумаре и пољопривреднике. Ипак, сви ови подаци скупа чине једну целину, и биће свима потребни, ако би доцније сами обрађивали нека метеоролошка питања. Математичка обрада је знатно упрошћена, а виша математика је употребљена само местимице. Слушаоци,

којима је метеорологија главни предмет, наћи ће примену више математике у предавањима која се слушају у V и VI семестру.

При писању сам се трудио да градиво, које је у неким проблемима доста сложене природе, буде изражено што једноставније и јасније; то је олакшано и помоћу цртежа и слика. Поред тога, разне метеоролошке појаве објашњене су, по могућности, примерима из наше земље.

Намеравао сам да приложим и најглавнију употребљену литературу, али сам од тога одустао, јер би набрајање заузело врло много места. Они, којима је метеорологија главни предмет, имаће прилике да се са њом потпуно упознају.

При обради уџбеника сам се поглавито служио, по могућности, најновијим уџбеницима. То су: Проф. В. Н. Оболенский, Метеорология. Часть 1 (общая) и 2 (специальная). (Гидрометеорологическое издательство Ленинград—Москва, 1938—1939); К. М. Бенуа, Метеорология, учебник для морских техникумов (Издательство Водный транспорт Ленинград—Москва, 1939); П. С. Хромов, Введение в синоптический анализ (Гидрометеорологическое издательство Москва, 1937); C. E. Brazier, Traité élémentaire de météorologie par Alfred Angot. Quatrième édition, revue et complétée (Paris, Gauthier-Villars et Cie, Editeurs, 1928); Sir Napier Shaw, Manual of Meteorology. Vol. I., 1932; Vol. II., 1936; Vol. III., 1930; Vol. IV., 1931 (Cambridge University Press); David Brunt, Physical and Dynamical Meteorology (Cambridge University Press, 1944); A. E. M. Geddes, Meteorology. An Introductory Treatise (Blackie & Son Limited. London and Glasgow. 1946); Admiralty Weather Manual 1938 (His Majesty's Stationery Office. London, 1938); George F. Taylor, Ph. D., Aeronautical Meteorogy (Pitman Publishing Corporation. New York-Chicago, 1943); Felix M. Exner, Dynamische Meteorologie. Zweite Auflage (Wien-Berlin. Verlag Julius Springer, 1925); Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie. Fünfte vollständig neubearbeitete Auflage (Verlag von Willibard Keller in Leipzig 1937—1942).

Београд, јуна 1948 **П. Вујевић**

САДРЖАЈ

ПРВИ ДЕО

ТОПЛОТНЕ ПРИЛИКЕ НА ЗЕМЉИНОЈ ПОВРШИНИ И У АТМОСФЕРИ

Прва глава

Зрачење Сунца, Земље и атмосфере

Друга глава

Температура и термометри

Трећа глава

Зависност приземних ваздушних слојева од топлотног стања њихове подлоге

Четврта глава

Периодске и непериодске промене температуре

I. Периодске промене ваздушне температуре

II. Непериодске промене ваздушне температуре

Пета глава

Расподела ваздушне температуре у вертикалном и хоризонталном правцу

I. Промене температуре са висином у планинским крајевима

II. Расподела ваздушне температуре по земљиној површини

III. Температуре у слободној атмосфери

ДРУГИ ДЕО

ВАЗДУШНИ ПРИТИСАК

Прва глава

Општи појмови и мерење притиска

Друга глава

Расподела ваздушног притиска у вертикалном и хоризонталном правцу

Трећа глава

Дневни и годишњи период ваздушног притиска

Четврта глава

Непериодске промене ваздушног притиска

ТРЕЋИ ДЕО

ЗБИВАЊА ПРИ КРУЖЕЊУ ВОДЕ У АТМОСФЕРИ

Прва глава

Садржина водене паре у атмосфери

I. Испаравање

II. Мерење и прорачунавање водене паре у ваздуху

страна

III. Вертикална и хоризонтална расподела водене паре

IV. Дневни и годишњи период влажности ваздуха

Друга глава

Кондензација водене паре у атмосфери

Трећа глава

Магле и облаци

I. Опште појаве код облака и њихови облици

II. Облаци као небески покривач

Четврта глава

Облици падавина, њихово мерење и расподела

страна

I. Облици падавина при земљиној површини

II. Облици падавина из облака

III. Мерење падавина из облака и њихово прорачунавање

IV. Дневни и годишњи ток падавина

V. Расподела падавина по земљиној површини

ЧЕТВРТИ ДЕО

ВАЗДУШНА КРЕТАЊА

Прва глава

Мерење, одређење обележја и прорачунавање ветра

страна

Друга глава

Динамика ваздушних кретања

Трећа глава

Дневни и годишњи ток ветра

Четврта глава

Локалне и регионалне циркулације ваздуха

I. Кружење ваздуха са дневним периодом

II. Кружење ваздуха са годишњим периодом ..

Пета глава

Утицај рељефа земљишта и других препрека на ветар

страна

Прилог

УВОД

1. **Појам метеорологије.** — Метеорологија је наука која се бави појавама у атмосфери или ваздушној лопти. Виљем Морис Девис је са пуно права истакао да су сва збивања, све промене и сви услови у атмосфери прикази искључиво физичких принципа. Особине гасова и пара, преображаји енергије из једних видова у друге, закони топлоте и кретања јављају се у атмосфери у примерима толико огромних размера, какви се не могу постићи ни у највећим физичким лабораторијама, па ипак ниуколико не утичу на примену општих физичких закона.

Биљни и анимални живот на Земљи зависе у великој мери од атмосферских утицаја, а у првом реду од чињенице, што се без ваздуха не може живети. Али се уједно показало да и променљив састав атмосфере, различита стања у ваздуху, и појаве које се догађају у њему утичу, у мањој или већој мери, на сва жива бића и на начин њихова живота. То се огледа најјасније у географском распрострањењу људства, биља и животиња. Стога је потпуно разумљиво, што је човек, још у прастаро доба, почео да се занима временским појавама, што се његово занимање — са напретком природњачког знања — стално повећавало и постепено довело развитак научне метеорологије до данашњег стања.

Метеорологија се може, дакле, окарактерисати као физика ваздуха, чији је задатак да нас научним путем упозна са законским везама између појава и промена у атмосфери, а практична примена јој је да послужи за претсказивање времена. Име ове науке изведено је их грчких речи μετ-έωρον = издигнуто нагоре, нешто што настаје на висини и λογος = учење, наука. Већ Аристотел је, у 4 веку пре Хр., написао расправу о „Та метеора", о стварима изнад земљине површине, и тај појам је употребио, углавном, у истом значењу са данашњим.

2. **Подела метеорологије.** — Метеорологија се, према природи ствари којима се бави, може поделити у статичку, где се проучава равнотежно стање сила које делују на мирујуће честице ваздуха, као и кретање под квазистатичким условима и промена у саставу вертикалних атмосферских стубова, а са друге стране у динамичку, која објашњава, емпириски и теориски, разна атмосферска кретања под утицајем нарочитих сила.

Аерологија има за задатак испитивање физичких и хемиских особина у високим слојевима атмосфере помоћу балона, змајева, авиона, а нарочите справе служе за одређивање тих особина атмосфере на недостижним висинама од више стотина километара.

Изучавање временских појава и усавршавање метода за претсказивање времена се толико много развило да је предмет засебног дела метеорологије, који се зове синоптичка метеорологија.

За посебне потребе појединих грана државног живота постоје нарочите метеорологије, тј. у њих је унесено из целокупне метеорологије оно што је за њих од веће важности, и у нарочитој обради. То су: а) ваздухопловна метеорологија, б) поморска метеорологија, в) пољопривредна метеорологија, г) судска метеорологија, д) биолошко-медицинска метеорологија, и ђ) микро-метеорологија. Али, две последње се много више обрађују климатолошким методама, и више припадају климатологији.

3. **Главни чиниоци времена.** — Делотворне силе, којима су условљене све промене у атмосфери, назване „временом", јесу по Сер Непеор Шоу ове:

1) Зрачење које делује преко ентропије (параграф 21). Али се само онај део соларног (параграф 30) или терестриског зрачења (параграф 36) може искористити за образовање атмосферских кретања који је „ентрописан" апсорпцијом у атмосфери, и тиме постао зависан од другог, као и првог закона термодинамике (параграф 23). У томе погледу има битне разлике између енергије зрачења и гравитационе енергије (параграф 17).

2) Тежа делује преко геопотенцијала (параграф 10), јер је овим условљено дејство нагиба и пренашање расхлађеног ваздуха наниже, према земљиној површини.

3) Водена пара делује преко своје латентне топлоте. Ова даје потстрек погонској сили за живахно узлазно кретање конвекције (параграф 101), која продире до знатне висине.

4) Земљина ротација, у заједници са тежом, делује преко угаоне брзине: а) геострофски или б) циклострофски (параграф 159 при крају):

а) геострофски, тј. пренашањем ваздушних маса према полу или полутару, што је главни узрок западног или источног кретања (параграф 163);

б) циклострофски, тј. конвергенцијом вртложастог кретања ваздуха према једној тачци (параграф 154), што је узрок велике брзине оркана и торнеда (параграф 237).

5) Трење (параграф 161) има модификујући утицај, а делује преко турбуленције или ускомешаности ваздуха (параграф 153). Турбуленција је главни чинилац у ограничењу ветрова унутар нормалних граница.

Прва глава

ОПШТИ ПОЈМОВИ О АТМОСФЕРИ

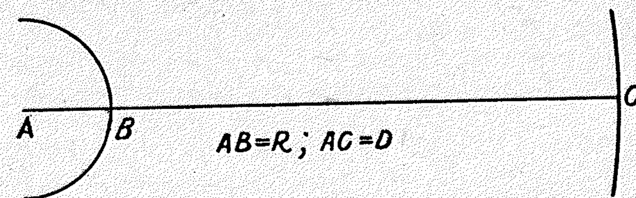
4. **Појам о ваздуху.** — О атмосфери или ваздуху се дуго није имало тачнија појма и нагађало се шта би то могло бити. Стално се одржавало веровање да је ваздух једна од основних стихија. Народ, па и неки школовани људи, често ни данас немају јасна појма о ваздуху, и то из разлога што се он не види. Наше народне песме певају: „На небу се, ујо, наоблачи, па се небом облак окреташе", или „да из неба плаха киша падне".

То мешање појмова настаје, као што је речено, што се ваздух не може никако опазити. Али се често догоди да га можемо осетити. То је случај приликом ветра. Он нас једини поучава, својим притиском на површине које му се испрече при дувању, и силом којом носи тела, да има неке материје од земљине површине до врло велике висине. То можемо осетити и чулом слуха. Кретање умереног ветра чује се као слабији или јачи шум, док олујни ветар фијуче, кадикад више шишти или цвили.

Да поменуте материје има и у временима без ветра, кад влада тишина, можемо се уверити при трчању или при вожњи, оним отпором, који врши на наше тело. Уверићемо се да је тај отпор, или потисак, тим јачи, што брже трчимо или што се брже возимо. Та материја је ваздух. Па, како ветрова има по целој земљи, од морског нивоа па до 100 километара и више, што је утврђено испитивањима у Америци, може се потпуно сигурно закључити да ваздух обмотава Земљу са свих страна. Тај омотач се зове у науци атмосфера (од грч. ἀτμός = пара, σφαῖρα = лопта) или ваздушна лопта. Она је то небо, које је колевка облацима, падавинама, муњама и громовима.

5. **Висина атмосфере.** — Ако би се Земља могла посматрати са Месеца, атмосфера би се видела као магла, која од земљине површине навише постаје све провиднија, и губи се без одређеније границе. Вероватно је, према законима кинетичне теорије о гасовима, да атмофера и нема спољашње границе. Са друге стране, физичка граница атмосфере морала би настати на оној висини, на којој се тежа g и центрифугална сила f изједначе, тј. добију исту вредност. Познато је да се центрифугална сила

пропорционално повећава са удаљавањем од земљина средишта, а тежа да се смањује са другим степеном отстојања. Ако се индексом *o* означи ниво земљине површине, индексом *x* горња граница атмосфере, са *R* земљин полупречник, а са *D* отстојање земљиног средишта од горње границе атмосфере (слика 1), добиће се следеће пропорције:



Слика 1. — Одређење висине атмосфере према физичким условима

за центрифугалну силу $f_0 : f_x = R:D$, по чему је $f_x = \frac{f_0 D}{R}$; (1)

за тежу $g_0 : g_x = D^2:R^2$, по чему је $g_x = \frac{g_0 R^2}{D^2}$. (2)

Чим се дого и да је $f_x = g_x$, биће и $\frac{D}{R} f_0 = \frac{R^2}{D^2} g_0$; (3)

али, како је $g_0 = 289 f_0$,

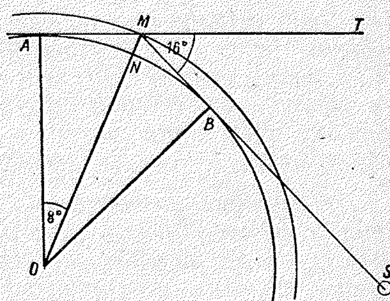
добиће се да је $\frac{D}{R} f_0 = \frac{R^2}{D^2} 289 f_0$ (3a)

и даље $D^3 f_0 = R^3 289 f_0$ или $D = R \sqrt[3]{289} = 6{,}6\ R$. (3b)

Будући да земљина атмосфера не почиње у земљином средишту, већ на земљиној површини, висина атмосфере је означена са D-R = 5,6R. Како земљин полутарски полупречник износи 6377 км, а поларни 6356 км, и пошто је центрифугална сила на половима равна нули, теориска висина атмосфере на полутару је 35.711 км, на половима тек 21.644 километара.

Огромна је разлика између ових теориских вредности и оних који су добијени разним посматрањима. Ова су махом оптичке природе и резултати зависе, у доста великој мери, од тренутног стања атмосфере, те су колебљиви.

Трајање астрономског сутона је један од најстаријих начина за одређење висине атмосфере. Новијим је мерењима утврђено да сутон потпуно престане кад се Сунце спусти до 16° испод хоризонта. Последњи ваздушни молекул, који би сунчеви зраци из положаја *S* могли осветлити, и који би био видљив за посматрача у тачци *A*, добио би се ако се од *A* повуче тангента *AT*, која би пресецала горњу границу атмосфере у тачци *M* (слика 2). Са друге стране, последњи видљиви сунчеви зраци додирују земљи-



Слика 2. — Одређење висине атмосфере помоћу астрономског сутона

ну површину у тачци *B*. Пошто је линија *OA* управна на линију *AT*, а линија *OB* управна на линију *SM*, биће оштар угао у троуглу *AOM* раван 8°. Страна троугла *OM* равна је земљином полупречнику *ON* (= *AO*) плус непознатој висини атмосфере *NM* (= *x*). По томе је, у троуглу AOM, $R = (R+x) \cos 8° = 0{,}9903(R+x)$. Будући да је величина R позната, добиће се да је $x = 62.6$ км. То је висина атмосфере.

Други је начин да се утврди на којим висинама засветле космичка тела, метеорити, која својим планетним брзинама лутају у васиони и ако се приближе Земљи, ова их привуче. То је познато „падање звезда". Појава светлости, коју видимо при томе, настаје притиском тих тела на ваздушне честице, чиме је изазвано огромно јако трење. Велики део светлости претставља усијани ваздух. По мерењима у разним крајевима је утврђено да метеорити најчешће засветле на висини од 110 до 150 км, просечно на висини око 130 км. Сасвим се ретко догоди да засветле на висини од 240 км, јер је ваздух тамо и сувише разређен да би се честице ваздуха усијале под притиском падајућих метеорита.

Појава поларних светлости, које су везане и за присуство атмосферских гасова, настане и на знатно већим висинама, ма да нису ретки случајеви да се појаве и на врло малој висини од 1 до 68 км. Најчешће се, међутим, појављују на већој висини од 100 километара, у неким случајевима и изнад 1000 км, а по најновијим норвешким мерењима са радиоехо можда чак на висини од 1600 км.

По мерењима висине повремених светлећих ноћних облака, Сунцем осветљених изванредно ситних честица вулканске прашине, утврдило се да настају у ваздушним слојевима просечно од 82 км висине.

Бедикер је, најзад, проучавањем интензитета месечева зрачења, при његову помрачењу, прорачунао да би земљина атмосфера могла имати висину бар од 300 км, будући да је слабљење месечева зрачења приписао његовој делимичној апсорпцији од стране ваздуха.

На основу ових података могло би се, практично, узети да атмосфера престаје отприлике на висини од 200 км. Ваздушни притисак на тој висини је, одиста, изванредно мали; теориски није већи од стотинитог дела милиметра. Али, повољна висина атмосфере за живот, она у којој лете птице, сигурно не премаша 10 километара. Јер, ни кондор, краљ Анда, не јавља се на већој висини од 8 километара. За човека почиње појас „висинске смрти" већ на висини од 7 километара. Он се може одржавати на толикој и још већим висинама једино помоћу вештачког удисања кисеоника. Немогућност сталног опстанка човека на толиким висинама изазвана је и чињеницом, што је ваздушни притисак на њима за 60% мањи, него при земљиној површини, а температура од —29° до —45°C. Ипак се човек, својом сопственом снагом, могао попети до 8 км висине на Маунт Евересту.

6. **Састав ваздуха у нижим слојевима.** — Атмосферски ваздух није хемиско једињење, већ смеса неких сталних гасова, хемиских једињења и разних гасовитих, течних и чврстих придодака. Као састојци или саставни делови атмосфере означују се гасови који су постојани у својим међусобним сразмерама, док се придодаци одликују тиме, што им је удео у ваздушном простору веома промењљив. Стога је у метеорологији уобичајено да се атмосфера сматра као хомогена смеса, коју зовемо сувим ваздухом, и у којој је састав свугде исти.

Састојци атмосфере су њени стални гасови: азот, кисеоник, озон (алотропија кисеоника), аргон (сродан азоту, али специфично тежи), угљен диоксид, и ређи, т. зв. „племенити гасови“: хелиум, неон, криптон, ксенон, и најзад водоник. Сразмера тих састојака је готово тако постојана да претставља састав атмосфере у целој тропосфери (параграф 9), уколико је испитан експериментално. На основу тих испитивања унесени су, у таблицу 1, запремински удео атмосферских гасова и неке њихове физичке особине, заједно са особинама водене паре.

Таблица 1. — Запремински удео и неке физичке особине атмосферских гасова и водене паре

	запрем. проценти	спец. тежина		гасна константа	спец. топлота у калоријама		темпер. кључања
		(O=16)	сув ваэд. = 1	Ц-Г-С јед.	cp	cv	°C
сув ваздух	100	14.48	1.00	2.870×10^6	0.2396	0.1707	
водена пара	0-4	9.01	0.6221	4.61×10^6	0.379	0.296	—0.4
азот N_2	78.09	14.01	0.967	2.966×10^6	0.244	0.174	—195.8
кисеоник O_2	20.95	16.0	1.105	2.597×10^6	0.218	0.155	—183
аргон Ar	0.94	19.94	1.377	2.083×10^6	0.125	0.075	—186
угљен диокс. CO_2	0.03	22.15	1.529	1.878×10^6	0.202	0.149	— 80
водоник H_2	0.01?	1.008	0.0696	41.220×10^6	3.400	0.411	—252.7
хелиум He	0.54×10^{-3}	1.99	0.137	20.800×10^6	1.25	0.753	—269
неон Ne	0.18×10^{-2}	10.1	0.697	4.120×10^6	0.244	0.144	—239
криптон Kr	0.49×10^{-5}	41.5	2.87	1.000×10^6			—152
ксенон X	0.59×10^{-6}	65.0	4.5	0.63×10^6			—109

Пречник молекула у цм: сув ваздух 2.83×10^{-8}, азот 2.92×10^{-8}, кисеоник 2.70×10^{-8}, угљен диоксид 3.33×10^{-8}, водоник 2.03×10^{-8}.

Као што се види, главни састојци атмосфере су азот и кисеоник, који заузимају 99 процената од целе запремине. Азот је утолико потребан за живот, што је састојак многих органских материја, као што су оне са беланчевинама. Он је иначе инертан, али се ипак спаја са кисеоником и водоником, под утицајем електричне варнице, и тада производи амонијак и шалитрену киселину, који су природно гнојиво земљишта, јер их кише донашају на земљину површину. — Кисеоник је веома активан састојак атмосфере, јер одржава сагоревања и дисање, главне услове живота, а метеоролошки значај му је у томе, што донекле слаби сунчево зрачење. — Угљен диоксид је један од најважнијих гасова у атмосфери, не само за живот, већ и за метеорологију. За живот утолико, што се њим хране биљке, под суделовањем сунчева сјаја, а за метеорологију, што донекле слаби сунчево и земљино зрачење апсорбовањем неких таласних дужина (параграф 30 и 36). — Озона има у незнатној количини, али је важан метеоролошки чинилац, јер у већој мери слаби сунчево зрачење апсорпцијом. Озон се нарочито ствара електричним пражњењима у ваздуху после непогода и под утицајем ултраљубичастог зрачења у вишим ваздушним слојевима. Тада му се садржина знатно повећа и има хигијенски значај, јер указује на чистоћу ваздуха: што је више озона, ваздух је тим чистији. — Присуство водоника у атмосфери се чешће порицало, али је повремено утврђено у приметној количини у пољском ваздуху. Стварна садржина водоника још је несигурна.

Од придодатака сувој атмосфери најважнија је водена пара, не само што учествује у временским променама, него што знатно слаби сунчево зрачење, као и зрачење са Земље. Узрок великој промењљивости садржине водене паре у ваздуху је то, што су садашњи топлотни услови у атмосфери такви да се вода може у њој јављати у сва три агрегатна стања, а то није случај код гасовитих састојака. Из таблице 1 се видело да је тачка кључања код свих атмосферских гасова врло дубоко испод тачке замрзавања воде. Услед тога, атмосферска водена пара стално мења свој облик, од гасовитог стања до течног облика водених капи, или до чврстог стања ледених кристала или снега. Огромни значај ових промена агрегатних стања воде у атмосфери видеће се у доцнијим излагањима.

Најзад, у ваздуху има стално, али у врло промењљивој количини, лебдећих (суспендованих) чврстих честица и органских састојака. Све суспендоване чврсте честице зову се уопште прашина, али међу њих не спада само прашина у правом смислу речи, него и гар, вулкански пепео, честице соли, семенке и прашак биљака, итд. Количина органских састојака, кужних клица, мења се према годишњим добима и према месту. Највише их је лети, најмање зими. Сем тога се може рећи да су клице тим многобројније, што је неки предео настањенији. За смањивање броја кужних клица је важна киша, јер их спира и за неко време доноси чист ваздух са висина. Број честица прашине у кубном центиметру ваздуха врло је велики, од неколико стотина изнад океана и високих планина, до неколико хиљада изнад ниског копна, а од десет хиљада до неколико милиона у градовима и у индустриским областима. Честице су, по толиком броју, невероватно сићушне; тежина им је око 10^{-16} грамова.

При земљиној површини се образују и ваздушни јони деловањем т. зв. јонизатора, на пр. ултраљубичастог зрачења, земаљског радиоактивног зрачења, као и висинског зрачења.

Овакав састав атмосфере остаје готово непромењен до горње границе тропосфере, што сведочи да је ваздух у њој потпуно измешан вертикалним атмосферским кретањима, или бар кретањима са вертикалном компонентом. Кад не би тога било, могло би се очекивати смањивање садржине тежих гасова према висини, а повећавање садржине специфично лакших гасова. Ово не вреди за придодатке атмосфере, нарочито не за водену пару и за органске састојке.

Атмосфера је, по најновијем схватању Шмауса, донекле и Виганда, нека врста колоидног (галерастог) система са ваздухом као сретством растварања и у њему раствореним или суспендованим материјама, које сачињавају аеросол. Захваљујући тим честицама, у атмосфери настаје читав низ оптичких појава, карактеристичних за колоиде (поларизација, дифракција, расипање, итд.). Под аеросолом се, дакле, у модерној метеорологији назива скуп свих придодатака атмосфери, од микроскопских и субмикроскопских, анорганских и органских честица преко водене паре све до јона. Аероколоиди (колоиди у ваздуху) подељени су у две групе: а) у језгра и из њих произведене хидрометеоре

(параграф 97, 107) са једне, и суву прашину, која није важна за кондензацију водене паре, са друге стране; б) јоне, честице које су оптерећене позитивним и негативним електрицитетом, и неутралне суспендоване честице у атмосфери.

7. **Састав ваздуха у високој атмосфери.** — Непосредним мерењима је утврђено да се удео кисеоника и азота у саставу атмосфере не мења у најдоњих 20 километара. Изнад те висине изгледа да настају јача колебања, али се није могла утврдити нека систематска промена. Једино се јасно види повећавање у садржини хелиума (на висини од 21 км износи $0.69 \times 10^{-3}\%$), док се садржина кисеоника нешто смањује (на висини од 29 км износи 20.29%). Од 20 километара навише почиње, дакле, слабо одвајање, бар код неких ваздушних састојака. Теоријом се долази до тога на следећи начин:

Ако се неколико елементарних и међусобно индиферентних гасова са истом температуром, под истим притиском p, и са запремином v_1, v_2, v_3 ...... једни са другима измешају, остаће притисак p и даље исти, а та смеса гасова добиће запремину $V = v_1 + v_2 + v_3 + ...$ Сваки поједини гас се шири у целој запремини V и при томе долази под одговарајући мањи парцијални притисак.

Џон Долтон је, применом Бојл-Мариотова и ГеЛисакова закона, поставио нов закон, по коме парцијални притисак сваког гаса, у некој смеси елементарних гасова, има вредност $p_1 = p\frac{v_1}{V}$; $p_2 = p\frac{v_2}{V}$; $p_3 = p\frac{v_3}{V}$; ... и по коме је збир парцијалних притисака p_1, p_2, p_3, ... раван целокупном притиску p. Узимајући и Авогадрову хипотезу, по којој су — при истој температури и под истим притиском — запремине појединих гасова у смеси пропорционалне броју молекула n у тим гасовима, дакле $p_1 : p_2 : p_3 ... = n_1 : n_2 : n_3 ......$, долази се непосредно до тачног израза Долтоновог закона: Целокупни притисак или напон у смеси гасова раван је збиру парцијалних притисака, који би сваки од тих гасова имао ако би сам испуњавао целу запремину смесе. Другим речима, парцијални притисак одређеног гаса независан је од осталих гасова у истој запремини.

Ако се овај закон примени на ваздух, могло би се сматрати да је он састављен од неколико независних атмосфера: азотске, кисеоничке, аргонске, итд. Али је, у свакој од њих, смањивање густине са повећањем висине различито: код тежих је гасова брже, јер више подлеже тежи, него код специфично лакших гасова.

Да би се то могло утврдити треба општој једначини о опадању ваздушног притиска са висином (параграф 72) дати нешто другачији облик, тј. одређену специфичну тежину сувог ваздуха, која је означена са 1.00 (таблица 1), треба заменити са специфичном тежином сваког атмосферског гаса (1). Исто се тако мора одредити средња температура целог ваздушног стуба од земљине површине до висине до које се хоће да одреди састав атмосфере.

Многи стручњаци су одређивали састав атмосфере до висине од 100 до 300 километара, али су дошли до врло разних закључака, према томе да ли се за цео ваздушни стуб узела иста температура, или се претпоставило да се ова смањује са висином, затим према томе колика се температура узела за цео стуб или за разне висине, и најпосле који су састојци атмосфере употребљени за прорачунавање.

У свима одређењима се истиче постепена промена у сразмери азота према кисеонику, потпуни нестанак кисеоника на висини од 90 до 140 км, и знатније ишчезавање азотске атмосфере на висини око 80 до 170 километара. Изнад тога настаје, код већине аутора, водонична атмосфера, док се, по А. Вегенеру, на висини око 50 км појави непознат гас. Он га је назвао геокорониум, према зеленој линији у спектру сунчеве короне, а који би у земљиној атмосфери одговарао зраку са таласном дужином од 5577 Å (Å = 10^{-7} мм или 10^{-1} mμ, тј. милимикрона) у спектру поларне светлости изнад висине од 400 км. Овај заузима све већи простор; на висини од 200 км исти као водоник, а још више све већма преовлађује геокорониум, јер се претпоставило да је још лакши гас од водоника. Чепмен и Милн су, међутим, прорачунали да од 115 км настаје хелиумска атмосфера, а азот да потпуно нестане на висини око 200 километара. Ово се одређење прилично слаже са чињеницом да се садржина хелиума нешто повећава са висином. Удео угљен диоксида се, напротив, приметно смањује са висином.

Многобројна испитивања, експериментална и теориска, која су извршена у последњих тридесет година, знатно су изменила наша ранија схватања. Она су показала да се познате теорије о саставу атмосфере од Вегенера, Штермера, Веронеа, Хемфреа, Штауде-Ветчинкина, и др. не могу одржати. Важно је да водоника нема у високој стратосфери (параграф 9), према испитивањима у Лењинграду. Са друге је стране утврђено, по испитивању спектра поларних светлости, да на висини око 110 км још преовлађује азот, и то као активан (смеса из неутралног молекула N_2, молекулјона N_2^+ и атома N), а поред њега има и кисеоника. Све то указује на приличну измешаност атмосферских гасова до висине од преко 100 км. Али, јако изненађује, што се у спектрима поларних светлости показало да азот има главни удео у њој до висине од 1000 км, и што је доказано да се оспоравана зелена линија у спектру поларних светлости од 5577 Å своди на атом кисеоника, раније претпостављани геокорониум. То доводи, свакако, на помисао да трагова од ова два, специфично доста тешка гаса, мора бити и на толико огромној висини.

Да би се састав ваздуха у високој атмосфери могао поново и тачније одредити, помоћу раније поменутих једначина, морали би знатно боље познавати вертикалну расподелу температуре, што је био велики недостатак свих ранијих прорачунавања. Тада би се, вероватно, показао отприлике онакав састав атмосфере у високим слојевима, какав су одредили Чепмен и Милн. У слици 3 је, поред осталог, шематски приказан вероватан састав атмосфере до 350 км висине, по подацима Пендорфа. Унесени су главни састојци, кисеоник, азот (у разним стањима) и хелиум. Скала запреминских процената означена је доле на апсциси.

8. **Густина ваздуха.** — Густином се назива маса неке материје у јединици запремине, а означава се грамовима у кубном центиметру. Густина неког тела је, по Бојл-Мариотовом закону, у правој сразмери са притиском, а у обрнутој са запремином:

$$p_1 : p_2 = \rho_1 : \rho_2 = v_2 : v_1, \qquad (4)$$

док, са друге стране, исти закон утврђује да је код идеалног гаса

$$p = R\rho T. \qquad (5)$$

У тим једначинама је p притисак, ρ густина, v запремина, R својствена константа одређеног гаса, т. зв. гасна константа (таблица 1), а T апсолутна температура (параграф 40). По једначини (5) је

$$\rho = \frac{p}{RT}, \tag{6}$$

што значи да је густина неког гаса зависна не само од притиска, него и од гасне константе и температуре, и да се са последњима мења у обрнутој сразмери. Према тој формули је густина појединих састојака атмосфере при притиску од 1000 милибара (параграф 69 при крају) и температури од 17°C (= 290°K) оволика, у г/м³: сув ваздух 1201, азот 1162, кисеоник 1327, аргон 1653, угљен диоксид 1836, водоник 83,6, хелиум 165, неон 837, криптон 3440, ксенон 5400.

Једначина за густину влажног ваздуха је нешто сложенија. Јер, специфичној тежини (одн. густини) сувог ваздуха од 1.00, одговара специфична тежина водене паре, при истој температури и истом притиску, вредности од 0.6221. Ако се притисак водене паре означи са e, биће густина

$$\rho = 0.6221 \frac{e}{RT}. \tag{7}$$

Ако је, даље, p целокупни притисак влажног ваздуха, у коме је e парцијални притисак водене паре, биће парцијални притисак самог сувог ваздуха $p-e$. По томе је густина мешавине

$$\rho' = \frac{p-e}{RT} + \left(0.6221 \frac{e}{RT}\right) \text{ или } \rho' = \frac{p}{RT}\left(1-0.3779 \frac{e}{p}\right). \tag{8}$$

Густини мешавине може се дати и једноставнији облик

$$\rho' = \frac{p}{RT_v}, \tag{8a}$$

у коме је T_v виртуелна (делатна, способна за рад) температура, чији је израз

$$T_v = \frac{T}{0.6221\, e/p}. \tag{9}$$

Виртуелна температура је, дакле, она температура коју би морао имати сув ваздух да би добио исту густину какве је у одређеној маси влажног ваздуха, при истом притиску.

Густина водене паре је у засићеном ваздуху, при разним температурама, оволика, у г/м³

темпер.	—25	—20	—15	—10	—5	0	5	10	15	20	25	30
густина	0.56	0.89	1.40	2.16	3.26	4.85	6.80	9.42	12.83	17.33	23.06	30.24

9. **Вертикална структура атмосфере.** — Аеролошка испитивања, која су вршена почетком овог века, показала су да се нижа атмосфера може поделити у два сасвим различита појаса, према њиховим физичким особинама.

Доњи појас, који је Тесеренде Бор назвао тропосфера, има у умереним ширинама границу отприлике на висини од 10 до 11 км, у поларним крајевима приближно до 8 км, док се око полутара повиси до 17 и 18 километара. У томе појасу се одигравају сви атмосферски поремећаји; у њему се налази готово целокупна атмосферска водена пара и прашина са органским клицама; ту настају, углавном, све термодинамичке промене, изазване конвективним струјама (параграф 101), услед којих температура опада за 4° до 10° на један километар висине. Стога се тај појас зове и конвективни или, по Екснеру, политропски појас. Будући да су конвективне струје најјаче и да допиру до највећих висина у крајевима са највишом температуром, најизразитија особеност овој појаса је да температура највећма опада у тропским крајевима, а све мање према већим ширинама. Зато се на горњој граници тропосфере наилази изнад полутара на температуру око — 80°, изнад умереног појаса приближно од — 60° до — 50°, а изнад полова на температуру око — 45°. Напослетку треба споменути да је граница тропосфере зими на мањој, лети на већој висини од просечне.

Виши појас, изнад тропосфере, назван је стратосфера, слојевита лопта, лиснатог склопа, која нема одређену горњу границу. Главне особености стратосфере су да у њој има поглавито хоризонталних кретања, по чему се зове и адвективни појас, да је температура стално дубоко испод тачке замрзавања, али без изразитије зависности од висине. Ту се температура не смањује са висином, него или остаје иста, или се врло споро повећава, што се све догађа отприлике до 30 километара висине, по чему је тај појас назван и изотермним. То име би нас могло завести, јер се температура у стратосфери мења у хоризонталном правцу.

Ракитова, међутим, сматра могућним да у стратосфери има вертикалних атмосферских кретања, а разлог томе налази у загревању ваздуха под утицајем вулканске и космичке прашине, које има на тим висинама. Она је поставила једначину која би потврђивала хипотезу о „измешаности атмосфере“ у тим слојевима, а уједно објаснила и изотермно стање у стратосфери.

Прелазни слој између тропосфере и стратосфере, или гранична површина, зове се тропопауза. На њој настају нагле промене у вертикалној расподели температуре; често се појави изненадно повећање или инверзија температуре према висини. Тропопауза није ни термодинамична, ни геодинамична површина. Термодинамични слој који просеца тропопаузу тањи је у делу унутар стратосфере, него у делу унутар тропосфере (слика 30). Корт је утврдио, на основу 190 пењања радио-сонда, да тропопауза ишчезава у антарктичкој области за време зиме.

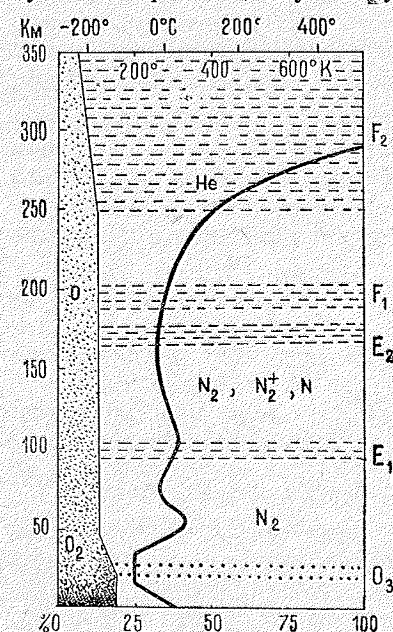
Проучавање високе атмосфере, до које се не могу уздићи змајеви, разне врсте балона и авиони, врши се нарочитим инструментима и нарочитим посредним методама: испитивањем расподеле кратких таласа бежичне телеграфије, испитивањем ширине спектралних линија код поларних светлости, појава код метеорита, експлозије звучних таласа, космичког зрачења, итд.

По Вајкману, на висини од 23 км, до које се уздигао балон са људима, нема више од 4% ваздушних молекула; цео остатак је испод те висине, па ипак је тај незнатни део важан, јер се баш око те висине налази понајвише озона. Слој озона лежи, према испитивањима, свакако испод 80 км, а нарочито густ је на висини од 20 до 22 километра (слика 3). Озон је доста распрострањен у вертикалном правцу, и горе

и надоле, све до земљине површине, али га је у све мањим количинама. Садржина озона се у приземна 4 километра тако слабо смањује надоле, да би се могла сматрати као константна. Али, стварно, колебања у садржини озона у приземним ваздушним слојевима ипак су прилично велика. Тако је у Арози (Швајцарска, 1866 м) мирис озона кадикад осетан, и у таквим данима мора бити знатно веће садржине озона у ваздуху.

Образовање озонског слоја може се објаснити фотохемички, тј. да се озон (O_3) ствара од кисеоника (O_2 или O_2+O) под утицајем сунчева ултраљубичаста зрачења, а истим узроком да настаје и касније распадање озона. Овај гас има изразито годишње колебање: максимум се јавља око пролетње, минимум, око јесење равнодневнице. Садржина му се повећава од полутара према половима.

Многа испитивања о вертикалној расподели температуре вршена су у слоју озона. Дежарден је, помоћу најновијих мерења апсорпције сунчевог зрачења од стране озона, прорачунао да у томе слоју влада температура од $-37^o \pm 7^o$, а са других је страна утврђено да од 30 до 50 км висине постоји инверзија температуре (параграф 61), као што показује слика 3. То је условљено чињеницом, што се озон загрева апсорпцијом сунчевог зрачења, највише у горњем делу слоја.



Слика 3. — Промене у саставу и температури ниже и високе атмосфере, слој озона и слојеви јоносфере (по Пендорфу, Беркнеру и Хелберту)

Апсорпција сунчевог зрачења у високој атмосфери доводи до флуоресценције, сталног јонизовања и растављања молекула. Озон је истакнут пример таквих збивања у атмосфери, као што су и ваздушне честице у јоносфери.

Број слободних јона у атмосфери почне се нарочито повећавати отприлике од 90 км. Стога су електричне појаве веома важне за целу област атмосфере од те висине па приближно до 800 км. То је јоносфера, која има велики значај за радиотелеграфију, јер јој се приписује преламање, савијање и упијање радиоактивних таласа. Сем тога се јоносфера одликује великом проводљивошћу електрицитета. Име је добила од јона, атома са одговарајућим позитивним и негативним електрицитетом.

Постојање јоносферских слојева утврдила су електромагнетска мерења одјеком. Ноћу се јасно разазнају два главна слоја јонизовања, док дању преовлађују три слоја. Најнижи од њих, између 90—130 км, означује се као Е-слој или слој Кенеле-Хевесајда, у коме су носиоци електрицитета поглавито јони. Други, виши слој, опажа се ноћу и означује се као F-слој. Као и нижи слој, тако се и овај дели у два слоја: први, F_1-слој, на делатној висини око 190 км, у коме су носиоци јони, други, F_2-слој, познат и као

слој Еплтена, на делатној висини око 350 км, у коме су носиоци поглавито електрони. Положаји ова четири слоја (E_1, E_2, F_1, F_2) уцртани су у слици 3 испрекиданим водоравним линијама, а ознаке им се налазе са десне стране, на ординати. Поред тога је опажено да се F_2-слој и даље услојава или се појављује и на већим висинама. Кербе и Цедсен су проучили ову делатност и верују да се, под неким околностима, налази још виши јонизован слој, G-слој, изнад F_2-слоја. Поред тога се нашло да постоји и нижи јонизовани слој у стратосфери, D-слој, који знатно апсорбује бежичне таласе, уместо да их рефлектује.

Под претпоставком да су носиоци електрицитета у јоносфери електрони, што је тачно за виши део F-слоја, прорачунате су просечне максималне густине електрона, које имају ове вредности: за Е-слој 2.3×10^5, за F_1-слој 4×10^5, за F_2-слој 9×10^5 електрона у цм³. Алперт и Ајнберг су, са друге стране, прорачунали какве ће промене у јонизовању F-слоја настати при претстојећем помрачењу Сунца од 20 маја 1947 у Бразилији, и добили су за интензитет јонизовања у тим слојевима 150.200 електрона у цм³/сек.

Постанак нормалне, непоремећене јоносфере своди се, углавном, на јонизовање високих атмосферских слојева правилним, сталним електронским и таласним зрачењем, у првом реду ултраљубичастим зрачењем, које полази са целе површине Сунца. Непоремећени јоносферски слојеви показују, услед земљиних кретања, правилне дневне и годишње варијације. Поред тога, густина носилаца у непоремећеној јоносфери врло јако колеба у току 11-огодишњег периода сунчаних пега. Али има и знатних поремећаја код појединих јоносферских слојева у виду олуја, провала, удара.

Мало се зна о расподели температуре у јоносфери, али је прилично сигурно да на висини око 100 км има, отприлике, исту годишњу вредност као при земљиној површини. Наиме, помоћу измерених дебљина апсорпционих слојева у јоносфери, нису изведени само закључци о њиховом саставу, него и колика им је температура. Танак Е-слој указује на сразмерно ниску температуру, док се по интензитету F-слоја може сматрати да у њему владају температуре отприлике до 1000°К или 730°С (параграф 40), па можда и више. Све то се види у слици 3, где је вертикална расподела температура уцртана дебелом линијом. Скала је означена горе, на апсциси, у °К и °С.

Друкарев сматра да температура електрона Θ у јоносфери зависи од расподеле енергије у ултраљубичастом делу сунчева спектра и да, под неким условима, може бити већа од температуре осталог гаса *T* за неколико стотина степена. Ту разлику показује једначина $\Theta = T + 50\varepsilon$, у којој је ε средња енергија електрона у тренутку одвајања од атома, изражена у електроно-волтима.

10. **Геопотенцијал и динамички метар.** — За аеролошке потребе је усвојен нов израз за јединицу висине, који је назван динамички метар. То није обичан метар, а динамичан је само по томе, што се може корисно употребити за разна гравитациона прорачунавања. Да би се могао објаснити, треба поћи од појма геопотенцијала.

Просторна расподела теже се може најлакше прегледати, ако се уведе појам потенцијала теже или геопотенцијала *Ф*, који има одређену вредност за сваку тачку у простору. У метеорологији се изражава оном потенцијалном енергијом, коју има јединица масе у одређеној тачци изнад морске површине.

Г е о п о т е н ц и ј а л је на било ком месту атмосфере раван раду који би морао бити извршен, насупрот теже, да би се јединица масе уздигла од морског нивоа до одређене висине. На бескрајно малом вертикалном отстојању dh биће тај рад изражен једначином $d\Phi = g.dh$, у којој је *g* убрзање теже.

Разлика у геопотенцијалу између две тачке на висини h_1 и h_2 биће

$$\Phi_2 - \Phi_1 = \int_{h_1}^{h_2} g \cdot dh. \qquad (10)$$

Ако се узме да је геопотенцијал на морском нивоу раван нули, добиће се за геопотенцијал неке тачке на висини h

$$\Phi_h = \int_0^h g \cdot dh. \qquad (10a)$$

Према овој једначини је очевидно да геопотенцијал има димензије L^2T^{-2}, где је *L* висина, *T* време.

Потенцијал теже се сасвим уопште смањи за јединицу у систему метар-тона-секунд, при пењању отприлике за 1 дм. Та јединица је названа динамички дециметар, а десетострука вредност је д и н а м и ч к и м е т а р. Он треба да изрази производ *gh*, геопотенцијал, тј. гравитациону енергију, јединице масе на геометриској висини *h*, под претпоставком да је *g* константно у вертикалном правцу. Ако се у једначину (10а) стави *g* као функција висине (в. једначину корекције теже, стр. 132) и ако се она интеграли, добиће се

$$\Phi_h = g_0 h - 0{,}0000001543h^2 \qquad (11$$

у јединицама геопотенцијала, тј. у динамичким дециметрима. Тај израз се може превести у динамички метар (скраћено дин. м или гдм) пошто се подели са 10:

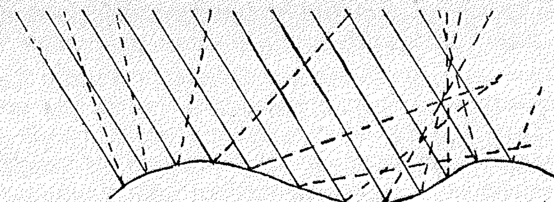
$$гдм = \frac{g_0}{10} - 0{,}0000001543h^2. \qquad (12)$$

Ако је убрзање теже при морском нивоу изражено са 0,981, тада ће се *gh* у динамичким метрима разликовати за мање од 2% од висине у метрима. Тако би на висини од 1000 метара постојао 981 динамички метар. Из тог разлога нема потребе да се за многе практичне метеоролошке сврхе употребљују динамички, уместо обичних метара.

11. **Физичке особине ваздуха.** — Неке од физичких особина ваздуха важне су за метеорологију, и о њима ће се морати нешто опширније говорити. У првом реду долазе у обзир дифузна рефлексија, или растурање, и расипање зракова са једне, а селективна апсорпција са друге стране, чије се заједничко дејство огледа у пропустљивости атмосфере за зрачење. Поред тога су од важности моћ провођења топлоте и температуре, као и провидност ваздуха, одн. замућеност као супротност првој. О свакој од тих физичких особина ваздуха даће се најглавнији подаци.

12. **Пропустљивост атмосфере за зрачење.** — Ова физичка особина зависи од састојака ваздуха и од броја лебдећих честица у њему, којима настаје т. зв. замућеност. Тиме ваздух упливише на пролажење соларног и терестриског зрачења, тј. сунчева зрачења и земљина израчивања топлоте, и то на два различита начина: прво, слаби целокупно зрачење, јер га унутрашњим одбијањем растура и расипа у свима правцима; друго, апсорбује зраке одређених таласних дужина, тако да, у разложеном спектру, остану на тим местима тамне линије или шире траке. Коефицијент пропустљивости, или трансмисиони коефицијент, показује колико од сунчева зрачења, које падне на горњу границу атмосфере, доспе до земљине површине; управо, он даје сразмеру тих двеју величина. Као средњи трансмисиони коефицијент (q) при зенитном стању Сунца, при ведром времену и при потпуно сувом ваздуху, узима се q = 0,7 до 0,75. Што су дебљи слојеви атмосфере и што је ваздух замућенији, тим је трансмисиони коефицијент мањи. За целу земљину обасјану полукуглу, која прима сунчеве зраке под свима могућим упадним угловима, трансмисиони коефицијент је 0,57, тј. од целокупног сунчевог зрачења доспе 57% у атмосферу и до земљине површине у виду непосредног и дифузног зрачења.

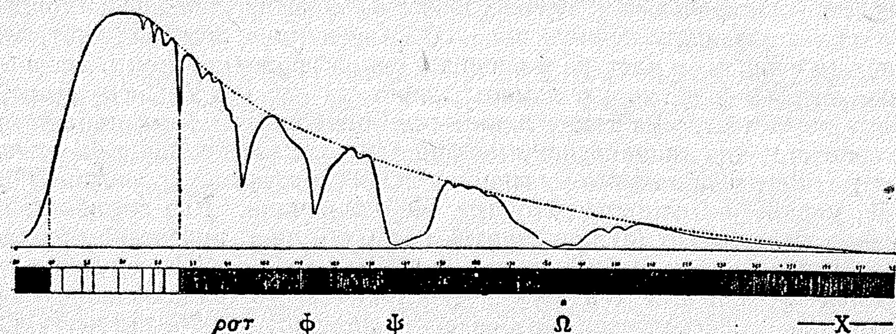
а) Д и ф у з н а р е ф л е к с и ј а (р а с т у р а њ е). — Код обичног одбијања зракова ово настаје са глатких, равних површина и то по правилу да је упадни угао раван одбојном углу. Исти закон вреди и за храпаве површине, али се у томе случају одбојни зраци растурају на све стране, као што показује слика 4. Такви се зраци означују као дифузно рефлектовани, а сам појав је дифузна рефлексија или растурање. Сунчеви зраци бивају тим поступком ослабљени у самој атмосфери, тим више, што дуже пролазе кроз њу. Али је подробним испитивањима утврђено да зраци разних таласних дужина буду ослабљени у неједнакој мери. Најјаче су ослабљени зраци малих таласних дужина, у ултраљубичастом делу сунчева спектра, најмање, дуготаласни зраци, у црвеном и инфрацрвеном делу сунчева спектра. Љубичасти зраци су, по правилу лорда Р е л е а, шеснаест пута јаче дифузно рефлектовани од црвених. Одлика дифузне рефлексије је, дакле, опште слабљење зракова свих таласних дужина, са максимумом код најмањих, а минимумом код највећих таласних дужина, који зраци имају нарочито топлотно дејство.



Слика 4. — Дифузна рефлексија (растурање зракова)

б) С е л е к т и в н а а п с о р п ц и ј а. — Ова се понаша сасвим другачије. Испитивањима сунчева спектра се показало да већина тамних линија и трака лежи при крају црвеног дела спектра и много даље, у инфрацрвеном делу, тако да је то тамно, невидљиво зрачење. Те линије и траке су последица апсорбовања зракова одређених дужина и то од озона, кисеоника, угљен диоксида, али нарочито од водене паре. На тим је местима јачина зракова веома знатно смањена, па су неки делови у инфрацрвеном делу спектра добили нарочито име „cold bands“, тј. хладне траке, јер су

зраци изгубили своју топлотну енергију апсорпцијом у атмосфери. Све наведено се јасно види из слике 5. Она очевидно показује да су траке, односно угнућа у цртежу, ограничене на одређене таласне дужине, па је



Слика 5. — Интензитет сунчевих зракова разних таласних дужина у 1/100 μ (по С. П. Ленглеу)

по тој особини ваздуха ова појава названа „селективном", тј. одабирајућом апсорпцијом. Е б о т и Ф а у л су прорачунали да је износ селективне апсорпције при ведром небу, на разним висинама оволики: на горњој граници атмосфере 0%, на висини око 1800 метара 8,95%, на морској површини 12,05%. Неселективним путем буде у ваздуху апсорбовано још 9%, свега дакле око 21% при морском нивоу.

13. **Проводљивост.** — Овде треба учинити разлику између проводљивости топлоте и проводљивости температуре, ма да су обе у узајамној вези, али имају сасвим различите вредности.

а) П р о в о д љ и в о с т т о п л о т е је одређена оном количином енергије, у калоријама, која прође управно кроз бочну страну коцке од 1 квадратног центиметра за време једног секунда, ако између предње и задње површине постоји разлика у температури од 1°C. Тиме се може непосредно одредити специфична проводљивост топлоте

$$\lambda = \frac{\text{калорија}}{\text{центиметар·секунд·степен}}.$$

Она је за ваздух, при тачки замрзавања, 0,000055 (0,55-4), за воду 0,0015, дакле 27 пута већа, за мрамор 0,0082 (149 пута већа), за гвожђе 0,15 (2727 пута већа), док је за сребро чак 1,006, тј. преко 18000 пута већа, него за ваздух. По томе се може рећи да ваздух знатно спорије проводи топлоту, и у много мањој мери, од највећег броја остале гасовите, течне и чврсте материје.

б) За метеорологију је, међутим, много важније колико се брзо преносе разлике у температури провођењем, у тихом ваздуху. Као п р о в о д љ и в о с т т е м п е р а т у р е, или термометарски коефицијент провођења, *K*, означава се она количина топлоте, која у јединици времена (секунд) прође кроз запреминску јединицу (цм³) и загреје је за 1°C. Стога је потребно да се уведе у рачун, поред специфичне проводљивости топлоте

λ, још и специфична топлота за масу *c* и специфична тежина одн. густина тела ρ, па је тада

$$K = \frac{\lambda}{c\rho}.$$

K је у овој једначини поменути термометарски коефицијент провођења, који се изражава у калоријама на кубни центиметар у секунду.

Ваздух и гвожђе имају подједнаку вредност термометарског коефицијента провођења, ваздух 0,178, гвожђе 0,183; али ваздух има знатно већу проводљивост температуре од многих састојака копнене површине (пешчар 0,023, гранит 0,016, песак око 0,009, ледина 0,005, мочварно земљиште 0,002), отприлике за 8 до 90 пута већу.

14. **Провидност ваздуха и видљивост.** — Познато је да је ваздух тим провиднији, што је чистији, тј. што мање садржи у себи лебдећих честица: прашине, гара, клица. Али се провидност мења и у потпуно чистом ваздуху: преламањем и одбијањем сунчевих светлосних зракова. Тога ради се прави разлика између механичке и оптичке замућености.

М е х а н и ч к а з а м у ћ е н о с т настаје најразноврснијим честицама прашине и другим нечистоћама у ваздуху и стога се са висином уопште смањује, ако се не узму у обзир производи кондензације водене паре, тј. магловита замућеност атмосфере сићушним капљицама воде. Утврђено је да механичка замућеност има изразит дневни период, а у неким крајевима и годишњи период. Напред је, у параграфу 6, изнесено колико је велики број честица прашине, које изазивају ту замућеност. Али, она настаје и у свима случајевима када, дејством сунчевог ултраљубичастог зрачења, постану језгра за кондензацију водене паре и сама постојећа гасовита једињења у ваздуху (амонијак, шалитрена киселина, азотаста киселина, сумпораста киселина), као и наелектрисани јони (параграф 98).

О п т и ч к а з а м у ћ е н о с т настаје баш у чистом ваздуху и несумњиво је важна за провидност атмосфере. Та је замућеност изазвана неким збивањима у атмосфери, на пр. мешањем ваздушних маса са неједнаком температуром и влажношћу, или вертикалном разменом ваздуха при загревању земљине површине. Ранији чист ваздух постане, при томе, оптички нехомоген, нека мешавина слабијег и јачег преламања. Светлосни зраци се, при пролазу кроз такав ваздух, често неправилно одбијају, расипају, преламају, и тиме ослабе, тако да се предмети виде као мање или више замућени. Провидност је највећа при силазним кретањима ваздуха, јер је он тада све топлији и сувљи, без прашине, особито зими.

П р о в и д н о с т в а з д у х а се може мерити под неким околностима. Али се, ради удобности и брзине мерења, обично замењује отстојањем до кога је неки предмет видљив или даљином видљивости, скраћено в и д љ и в о ш ћ у, која даје доста грубу процену за провидност.

Ако сноп светлосних зракова са јачином I_0 пролази хоризонтално кроз неки слој ваздуха, рецимо од 1 км дебљине, биће јачина *I*, коју меримо при излазу из тога слоја, мања од I_0, што ће се изразити једначином

$$I = I_0 q, \qquad (13)$$

у којој је q трансмисиони коефицијент. Слабљење јачине светлости проузроковано је мало пре поменутим чиниоцима. Јачина светлости је, по проласку кроз хомогени ваздух од n километара дебљине, дата познатим законом Бугера:

$$I = I_0 q^n \tag{14}$$

Коефицијент q, који је уједно и коефицијент провидности, има вредност између 0 и 1. Ако је раван нули, није пренесена никаква светлост, ако му је вредност 1, светлост је пренесена у целини, провидност је потпуна. По овоме се види да је провидност ваздуха подесна за тачно фотометарско мерење.

У пракси се, међутим, ради много једноставније. Као знаци се узму предмети, чија су отстојања позната посматрачу: звоници, куле, истакнуте зграде, одређен брег, итд., и који се истичу на крају небеског свода, нешто изнад хоризонта. Хоризонтална видљивост је, према томе, отстојање, рачунато од посматрача, до кога неки од поменутих знакова престане да буде видљив. Тако, на пример, видљивост од 7,5 км значи да су предмети невидљиви на већем отстојању од 7,5 километара. У природи нису сувише ретки случајеви да се, при изванредно ведром времену, планине могу јасно опазити на отстојању од 100 км (за Београд би то био Повлен), док се при врло густој магли не могу разликовати ни на отстојању од 10 метара, кадикад и на мањем.

У новије време су конструисани такви инструменти, којима се видљивост може одредити и помоћу једног јединог истакнутог предмета, чије је отстојање познато.

Ако се не узму у обзир оптичке замућености, може се рећи да је видљивост функција количине ваздушних придодатака и релативне влажности.

Друга глава

ЕНЕРГИЈА

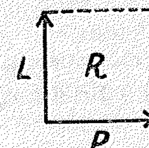
15. **Општи појмови.** — Ако се машинерија природе посмотри критички, видеће се да се у њој догађају непрестане промене енергије. Цела метеорологија почива на тим променама, особито на променама механичке и топлотне енергије. Бецолд је, увиђајући то, већ одавна указао да је главни проблем метеорологије да прати промене енергије на земљиној површини и у атмосфери, према њиховој врсти и величини.

Суштина енергије се измиче нашем схватању, али су нам познате њене промене, тако да енергију, или више њене промене, т. зв. трансформације или преображаје, дефинишемо оним променама којима подлежи неко тело, способно да само собом произведе друге промене у неком другом телу или у неком другом систему тела. Да би се то могло потврдити, треба раније дати појам о раду и сили.

16. **Рад и сила.** — Рад је појам који је свакоm познат, и који има водећу улогу у свакидашњем животу људства и у животу природе. Производник рада је сила, на пример сила текуће воде, водопада, ветра, електричне струје, или човечијих мишица. Али, док је сила, бар физичка сила, рецимо тежа, само замишљен појам, да би смо си могли претставити природна збивања као последице неких узрока, рад је, напротив, нешто потпуно стварно.

Ако силом наших мишица P подигнемо неки камен до висине L, извршили смо рад R, који је раван производу утрошене силе и пређеног пута (слика 6), дакле

$$R = PL. \tag{15}$$



Слика 6.

Ако трипут тежи камен подигнемо до исте висине L, или исти камен до трипут веће висине, извршили смо троструки рад, према првом. Међутим, како је у једначини (15)

сила P производ масе M и убрзања G, биће $P = MG$;
како је G количник између брзине V и времена T, дакле $G = V : P$;
и како је V количник између пређена пута L и одговарајућег времена T, $V = L : T$,
рад ће, најзад, бити изражен једначином

$$R = (ML : T^2)L = ML^2 : T^2.$$

Јединица рада је, у апсолутном систему, ерг, тј. рад који сила од 1 дина изврши на пређеном путу од једног центиметра, дакле

$$1 \text{ ерг} = 1 \text{ дин} \times 1 \text{ центиметар}.$$

Мера рада, у апсолутном систему, изражена је вредностима

$$R = \text{грам-центиметар}^{2}\text{- секунд}^{-2}.$$

По томе ће рад од 1 ерга бити извршен, ако се маса од 1,02 мг уздигне за 1 цм. Поред ове врло мале јединице рада постоји знатно већа, наиме 10^7 ерга = 1 џаул, која се обично означује и као ват-секунд. То је рад који је потребан да се маса од 1,02 кг уздигне за 10 цм. Киловат-час је још знатно већа јединица са вредношћу од $1000 \times 60 \times 60 = 3{,}600.000$ ват-секунада или џаула.

У практичном одн. техничком систему мера употребљује се килопонд-метар (кпм) као јединица рада, уместо ранијег метар-килограм (м-кг), који има вредност од $9{,}81 \times 10^7$ ерга = 9,81 џаула. Претварање једних јединица енергије у друге изнесено је у таблици 2, на крају параграфа 20.

Прошлога века је утврђено да је рад нешто што постоји у телу, и што ово тело може издати из себе, другим речима да тела имају у себи нагомилане залихе рада. Та залиха у телима јесте њихова енергија (од грч. εν = у, унутра; εργον = рад) и свугде где има промене рада има и промене енергије. Енергија је, по томе, способност тела да изврши неки рад, а уједно и неограничена могућност за њене преображаје или трансформације.

17. **Врсте енергије.** — Потпуно одређење видова енергије у атмосфери обухватило би електричну и магнетну енергију, које су уведене у динамично поље рада крајем прошлога века. Ипак су за метеорологију од велике важности само четири од многобројних врста енергије: а) потенцијална енергија, којом је условљена расподела ваздушног притиска на сваком нивоу, променљива расподела густине ваздуха и електричног потенцијала у атмосфери; б) кинетичка енергија, која делује у општој атмосферској циркулацији и у струјама барометарских депресија (циклона) и антициклона; в) турбулентна енергија, нешто измењен вид кинетичке енергије, која делује у главним струјама атмосферских вртлога; и г) топлотна енергија, која, у првом реду, условљава општу расподелу температура изнад земљине површине, а посредно и остале најглавније атмосферске појаве. Споредног значаја је електрична енергија, и о њој ће се говорити само као таквој. Зрачна енергија није унесена, јер је за метеорологију без икаква дејства, све док не буде апсорбована било у атмосфери или на земљиној копненој и воденој површини. Тада се, међутим, испољи у видовима потенцијалне и топлотне енергије.

а) Потенцијална (гравитациона) енергија. — Подигнут камен силом P до висине L (слика 6) има способност да изврши рад, ма био и у мирном положају. Та његова енергија зове се потенцијална, јер камен има могућност кретања одн. рада, или енергија положаја у пољу силе, или статичка енергија, јер је камен у миру, или гравитациона, јер подлежи дејству теже. Потенцијална енергија је, у динамичној мери, изражена са mgh, где је m маса тела, g убрзање теже, h висина до које је тело подигнуто од његовог првобитног положаја.

Потенцијална енергија је нарочито значајна лети, приликом образовања кумулонимбуса, облака непогоде, који има дебљину од неколико километара. Када се, после непогоде, погледа како је земљина површина покривена зрнима града од десетак центиметара дебљине, и на површини од неколико хектара, добиће се појам о огромној количини потенцијалне енергије тога кумулонимбуса, која се била ослободила.

б) Кинетичка енергија. — Док камен остаје у миру има енергију само у потенцијалном виду, али чим нестане ослонца, он ће пасти на земљу, под утицајем теже. Та енергија почива на кретању тела, услед чега се и зове кинетичка, или енергија кретања, а и активна (радна) енергија, јер се камен при падању креће и врши одређен рад. Кинетичка енергија се, у динамичкој мери, изражава са $\frac{mv^2}{2}$, где је v брзина падања тела. Она је, по свом изразу, равна половини производа из масе и другог степена њезине брзине пада. Та енергија је, по својој вредности и величини, равна потенцијалној енергији, само јој се врста променила, дакле је

$$mgh = \frac{mv^2}{2}. \tag{17}$$

Обе ове врсте енергије могу се назвати заједничким именом механичке енергије, за коју вреди правило: Свака промена једног вида механичке енергије изазива исту толику, али супротну, промену другог вида механичке енергије. То значи да камен, при своме падању, све више смањује своју потенцијалну, а све више повећава кинетичку енергију. Овај закон о одржању енергије вреди и за све остале врсте енергије (параграф23),

Кинетичка енергија је једна од најраспрострањенијих у атмосфери, а значај ће јој се показати у примеру. Ако се узме да упоредници од 30° сев. до 30° јуж. шир. одвајају области преовлађујућих источних и преовлађујућих западних ветрова, појас источних ветрова, тј. североисточног и југоисточног пасата, који покрива површину од 60° геогр. шир., садржи половину атмосферске масе (параграф 77), око 260×10^{16} кг. Узимајући да је средња брзина ветра 10 м-сек, што се слаже са расподелом ваздушног притиска, биће кинетичка енергија овог целог појаса око $1{,}35 \times 10^{20}$ џаула или 4×10^{13} киловат-часова (Брент).

в) Турбулентна енергија. — Пошто су атмосферска кретања, скоро без изузетка, турбулентна (ускомешана или вртложаста) збива се стално преображавање њихове кинетичке енергије у турбулентну енергију (параграф 153). Та преображавања су неповратна (параграф 19), тако да енергија великих атмосферских струјања не може бити појачана вртложастим кретањима. Има сталне деградације (поступног претварања, или смањивања) кинетичке енергије вртлога у топлоту, услед дејства вискозности ваздуха (параграф 161). Дејство турбуленције се може претставити као унутарња сила трења, којом бива кинетичка енергија атмосфере расипана или уништавана.

Брент је проценио да је целокупна кинетичка енергија опште атмосферске циркулације изнад 1 $м^2$ земљине површине, са просечном брзином кретања од 10 м/сек, и под утицајем енергије барометарских депресија свега, 5×10^5 џаула. Величина расипања ове енергије турбуленцијом износи око 5 џаула. Ако би се, дакле, иста величина расипања одржала у току од 10^5 секунада или 28 часова, била би целокупна кинетичка енергија атмосферске циркулације уништена у том времену. То је практични значај турбуленције. Али, будући да нема осетне промене у кинетичкој енергији опште атмосферске циркулације, може се закључити да је губитак ове енергије, услед турбуленције, надокнађен преображајем сунчеве енергије у кинетичку енергију.

г) Е л е к т р и ч н а е н е р г и ј а. — Електричне појаве у атмосфери ограничавају се у метеорологији углавном на енергију муње, која се преобрази у друге врсте енергије. В и л с о н је прорачунао да се, приликом муње, ослободи огромна количина енергије од 10^{10} до $1{,}6 \times 10^{10}$ џаула или око 4.500 киловат-часова (параграф 239).

д) Т о п л о т н а е н е р г и ј а. — Ако неки систем тела подлежи спољашњим утицајима, мора му се мењати и енергија, јер у томе случају зависи и од последњих. Узмимо да одређена запремина ваздуха, постављена на одређеној висини изнад морског нивоа, почне падати; она се при паду динамички загрева, а својом повећаном топлотом загрева и околни ваздух. Првобитни систем, образован поменутом запремином ваздуха и Земљом, подлегао је преображају, тј. ближењу те две масе, а тај преображај произвео је и други, загревање околног ваздуха.

Слично се догоди ако се две масе сударе, јер се тада један део механичке енергије потпуно изгуби. Питање је шта се са њом десило? При подробнијем испитивању се утврђује да су се, услед судара, обе масе нешто загрејале, другим речима развила се у њима топлота. Како се све до половине прошлог века држало да је топлота једна врста материје, наравно немерљиве, која се звала „Caloricum", посматрач је стављен пред два проблема: прво, механичке енергије је нестало, питање је зашто?; друго, појавила се нова материја, топлота, питање је откуда? Данас је, међутим, све јасно. Топлота није материја, него врста енергије и једноставно се, приликом судара, механичка енергија преобразила у к а л о р и ч н у или т е р м и ч к у, односно у т о п л о т н у е н е р г и ј у. Ова се, за разлику од механичке, зове и м о л е к у л с к а е н е р г и ј а, јер је топлота врста периодских вибрација, таласања молекула и атома, у смислу молекуларно-кинетичке теорије о топлоти.

Топлота се, на исти начин, развија трењем, и то тим у већој мери, што је оно јаче и дуготрајније.

Топлота се често мери повећањем температуре воде, или њеног еквивалента у некој другој материји, тако да се може изразити производом из „еквивалента воде" M и разлике од почетне температуре T_0 до оне која је настала при мерењу T, дакле $M(T-T_0)$.

Поређивањем разних врста енергије дошло је се до закључка да су све оне производ из два чинитеља. На пример:

потенцијална енергија гравитације = висина $\times$ терет
кинетичка енергија кретања = брзина $\times$ количина кретања
топлотна енергија = температура $\times$ ентропија
механичка енергија запремине = притисак $\times$ запремина

Сваки од ових чинитеља има сличности код разних видова енергије. Тако је, на пример, висина, на коју је постављен терет, у потенцијалној енергији слична брзини у кинетичкој енергији, температури у топлотној енергији. То су чинитељи интензитета (или равнотеже). Исто тако, терет у потенцијалној енергији одговара ентропији у топлотној енергији или запремини у механичкој енергији запремине. То су чинитељи количине (или капацитета).

Проучавање размене свих споменутих врста енергије предмет је динамичке метеорологије.

18. **Преображаји енергије у атмосфери.** — Код турбулентне енергије се већ видело да настане преображајима кинетичке енергије. Постоје, поред тога, међусобни преображаји између турбулентне и спојене топлотне и потенцијалне енергије, у зависности од степена постојаности вертикалне расподеле температуре. Р и ч е р д с е н је указао на значај ветра: Ако промена у брзини ветра са висином пређе критичну вредност, која је утврђена постојећим вертикалним градијентом, наступиће преображај топлотне и потенцијалне енергије у турбулентну. Ако је та промена у брзини ветра са висином мања од постојећег градијента, преображаји ће настати у супротном правцу.

Много су важнији за метеорологију преображаји топлотне и потенцијалне енергије у кинетичку. Ти су преображаји делатни код одржавања опште атмосферске циркулације насупрот ускомешаности и трења, као и код образовања циклона и антициклона на умереном појасу. Очевидно је да кинетичка енергија великих атмосферских струја може бити произведена, и одржавана, једино утрошком, односно преображајем топлотне и потенцијалне енергије.

Сунчева зрачна енергија, која се на земљиној површини преобрази у топлоту, може повећати температуру околног ваздуха, преобразити лед у воду, воду у водену пару, или лед у водену пару, или се показати у кинетичкој енергији ветра. Са друге стране, чим се у ваздуху образују водене капи, околни ваздух ће примити у себе ослобођену латентну топлоту кондензоване водене паре, и ту топлоту непосредно употребити као погонску силу за атмосферску машинерију. Б р е н т је проценио да би само два процента од стварно примљене сунчеве енергије, пошто се преобрази у кинетичку енергију, било довољно за одржавање нормалног рада огромне атмосферске машине.

19. **Количина и каквоћа енергије.** — Количина енергије одређеног система је, обично, производ неког интензитета и количине, као што је споменуто у параграфу 17. Да би се добио појам о к о л и ч и н и е н е р г и ј е узеће се свакидашњи пример: 10 килограма воде, која пада са висине од 2 метра, има енергију од 20 м-кг, док 10 килограма воде, која пада са висине од 20 метара, има енергију од 200 м-кг (= 10×20), дакле десет пута већу. Исто би се могло учинити и код других видова енергије, па би се опет утврдило да се количина енергије мења на исти начин.

О количини енергије се, по томе, расуђује према дејству које производи. Најлакше је оценити дејство механичког рада: Када разне врсте енергије произведу исту „количину" механичког рада, тада су им једнаке и количине енергије, под претпоставком да је целокупна утрошена енергија преображена у механички рад. Са друге стране, механички рад, који се уништава, успоставиће исту количину оне енергије, помоћу које је био извршен. То значи да се преображаји енергије могу догађати у оба правца. Такав случај се зове п о в р а т н и п р е о б р а ж а ј, јер се елементи једног вида енергије могу повратним путем довести у првобитно стање другог вида енергије.

Познато је, исто тако, да количина енергије, способна да изврши исти механички рад, може бити различите каквоће. Овај појам ће се такође објаснити примером. Ако би сви преображаји, који се збивају у природи, били повратни, енергија би, у току ових трансформација, очувала не само целокупну количину, него и своју користљиву вредност, увек способна да изврши исте преображаје у потпуности. Али, стварно није тако, јер се, у току свих промена енергије, производи топлота, а ова може извршити механички рад само по принципу Карноа, тј. постигнут рад је увек мањи од рада, којим је онај био извршен.

Две основне чињенице које управљају трансформацијом енергије су ове: 1) преображај једног дела механичке енергије у калоричну енергију у току свих стварних трансформација; 2) немогућност да се топлота у потпуности преобрази у рад или у користљиву енергију. Другим речима, топлота има мању корисну вредност од других видова енергије; топлота је нижа врста енергије или другачија каквоћа енергије. То, уједно, значи да се механички рад може потпуно преобразити у топлоту, док је немогуће извршити обратну промену у потпуности. То је случај неповратног преображаја. Количина енергије остаје у таквим системима одиста константна, али се смањи количина користљиве енергије за производење рада, тј. смањи се каквоћа енергије. То смањивање каквоће изазвано је трењем, које настаје у неповратним трансформацијама, или разликама у топлоти приликом њена провођења, зрачењем између два различита дела истог система, итд.

Разни видови енергије подељени су у три групе, према њиховој користљивости и претворљивости у друге видове. У прву групу спадају енергије најбоље каквоће, које се могу преобразити у све остале видове, али се губитци услед трења не могу ни код њих избећи. То су потенцијална енергија, кинетичка енергија и електрична енергија. Другу групу чине оне врсте енергије које се могу делимично преобразити у енергију велике вредности, али остатак пређе неизбежно у енергију лошије каквоће. У њу спадају енергија сунчева зрачења, уопште топлотна енергија, која има вишу температуру од своје околине, и хемиска енергија. Трећу групу образује топлотна енергија оних тела која имају исту температуру. То је вид енергије најлошије каквоће, јер је немогуће да се из ње добије бар неки део енергије боље каквоће.

20. **Механички еквиваленат топлоте.** — Напред је напоменуто да се механичка енергија, приликом судара два тела, преобрази у топлоту. По томе излази да је настала топлота еквиваленат за утрошену механичку енергију. Вршени су разни огледи, при којима се рад, извршен трењем, ударом, напоном водене паре, електричном струјом, итд., преображавао у топлоту, и обратно. Тим огледима је доказано да је бројни однос између рада и калорије, тј. јединице топлоте, константан. Џаул је систематским огледима, које је вршио половином прошлог века, дао о томе први доказ, који је изражен једначином

$$1 \text{ кг-кал} = 426 \text{ м-кг одн. кпм.}$$

То значи: пад терета од 1 кг са висине од 426 м, или пад терета од 426 кг са висине од 1 м, раван је топлоти која загреје килограм воде за 1°C, од 14,5° до 15.5°.

Тај резултат је потврђен многобројним новијим испитивањима и као највероватнију садашњу вредност, за место на средњој географској ширини, треба узети

$$1 \text{ кг-кал} = 427 \text{ килопонд-метара одн.}$$

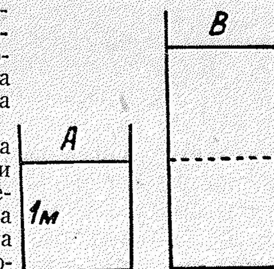
$$1 \text{ г-кал} = 427 \text{ понд-метара.}$$

Ако се хоће да се понд-метар сведе на ерг, мора се број 427 помножити са 981×10^2 (таблица 2, стр. 42), и тада се добија

$$1 \text{ г-кал} = 4{,}186 \times 10^7 \text{ ерга} = 4{,}186 \text{ џаула.}$$

Редукциони фактор, којим се мора помножити број калорија да би се добиле механичке јединице, зове се механички еквиваленат топлоте или, скраћено, топлотни еквиваленат J, чије су димензије $J = \frac{\text{ерг}}{\text{кал}}$. Реципрочна вредност механичког еквивалента топлоте је $A = \frac{1}{J} = 0{,}002342$, одн. $0{,}2386 \times 10^{-7}$ кал/ерг $= 0{,}2386$ кал/џаул.

Како се одређује топлотни еквиваленат показаће се методом, којом се послужио Роберт Мајер. Треба замислити да један поред другог стоје два обличаста суда са пречником од 1 м², који су затворени клиповима на висини од 1 метра. Нека се у сваком суду налази 1 м³ ваздуха под нормалним притиском од 760 мм и са температуром од 0°C. Клип у суду A је учвршћен, док је онај у суду B толико покретан да се може слободно дизати и спуштати, под утицајем промена у ваздушном притиску (слика 7). Сада треба ваздух у оба суда загрејати од 0°C до 272,2°. При томе се притисак у суду A повећао на двоструку вредност, док је запремина ваздуха остала непромењена, у суду B се, напротив, запремина повећала на двоструку вредност, а притисак је остао исти, 760 мм.



Слика 7.

Да би се прорачунала потребна количина топлоте за загревање ваздуха од 0° до 272,2°, мора се за суд A увести у рачун специфична топлота ваздуха при константној запремини, $c_v = 0{,}1707$, а за суд B специфична топлота ваздуха при истом притиску, $c_p = 0{,}2396$. Ваздушна маса тежи у оба суда 1,293 кг. Помоћу ових вредности се може одредити употребљена количина топлоте за извршени рад. Она је

$$\text{за суд } A = 1{,}293 \times 272{,}2 \times 0{,}1707 = 60{,}0787 \text{ кал.}$$
$$\text{за суд } B = 1{,}293 \times 272{,}2 \times 0{,}2396 = 84{,}3283 \text{ кал.}$$

Вишак топлоте у суду B од 24,2496 кал. утрошен је у рад, да би се клип са пречником од 1 м² уздигао, насупрот ваздушном притиску, за 1 м висине. Отпор, који је клип имао да при томе учини, износи 10.333 кг, јер је то тежина одн. притисак једне атмосфере. На тај је начин цео извршен рад 1 × 10.333 = 10.333 м-кг одн. кпм. По томе излази да је сваком утрошеном јединицом топлоте извршен рад од

$$J = \frac{10.333}{24{,}2496} = 426{,}1 \text{ м-кг одн. кпм.}$$

Постојање топлотног еквивалента је убедљив доказ да је и топлота једна врста енергије.

Претварање разних врста енергије, једних у друге, показује таблица 2.

Таблица 2. — Претварање једних јединица енергије у друге

име	ерг	џаул	кпм (м-кг)	кг-кал	г-кал	киловат-час
кпм (м-кг)	$9{,}81\times10^{7}$	9,81	1	$2{,}34\times10^{-3}$	2,34	$2{,}72\times10^{-6}$
кг-кал	$418{,}4\times10^{8}$	4184,2	426,8	1	1000	$1{,}16\times10^{-3}$
г-кал	$418{,}4\times10^{5}$	4,184	0,427	0,001	1	$1{,}16\times10^{-6}$
ерг	1	10^{-7}	$1{,}2\times10^{-8}$	$2{,}39\times10^{-11}$	$2{,}39\times10^{-8}$	$2{,}78\times10^{-14}$
џаул (ват-секунд)	10^{7}	1	0,102	$2{,}39\times10^{-4}$	$2{,}39\times10^{-1}$	$2{,}78\times10^{-7}$
киловат-час	$3{,}6\times10^{12}$	$3{,}6\times10^{5}$	$3{,}67\times10^{5}$	860	860^{3}	1

Као што се види из ове таблице, исто је тако правилно рећи да је неко тело примило енерги[illegible]у [illegible] 5 џаула, као и од 3,6 г-кал или од 1,5 килопонд-метра.

21. **Ентропија.** — Појам ентропије је доста теже објаснити од појма енергије. Стога треба поћи заобилазним путем. Познато је да је преображај топлоте у друге врсте енергије, односно употреба топлоте за вршење рада, у непосредној вези са ширењем радне материје под својим сопственим притиском, као на пример у цилиндру парне машине. Међутим се промене притиска догађају истовремено и са променама запремине одређеног тела, а у вези са тим мења се и његова температура: тело прима топлоту или је издаје. Питање је да ли би се стање тела могло исто тако потпуно утврдити количином топлоте, коју има у залихи, и одговарајуће температуре, као што се одређује притиском и запремином?

Да би се то остварило треба, засебно и независно, посмотрити процес примања и издавања топлоте и одговарајуће промене температуре. То је што појам ентропије чини тешким, јер смо навикли да доношање топлоте у материју здружимо са повећањем њене температуре. У термодинамици се, напротив, промена температуре потпуно одваја од залихе топлоте, јер се претпоставља да материја „ради". На пример, температура се, приликом примања топлоте, не мора повећавати, него — уместо тога — дотична материја или тело изврши сразмерни део рада. Ако би, са друге стране, температура тела требала да се мења, мораће бити променута динамички, а не термички, тј. извршеним или добијеним радом, а не примањем или одузимањем топлоте. Тако је, у парној машини, донесена количина топлоте хладњаку Q према целој одузетој количини топлоте из котла Q_1 сразмерна апсолутној температури хладњака T према апсолутној температури котла T_1, дакле

$$Q : Q_1 = T : T_1. \tag{18}$$

Али, ако збивање није повратно, што је случај код свих парних машина, хладњак ће примити још више топлоте од горње пропорције, што значи да је степен корисног дејства још мањи, а губитак још већи.

Једначина (18) може се изразити и у облику

$$\frac{Q}{T} = \frac{Q_1}{T_1}, \tag{18a}$$

али се сада може схватити другачије, тј. може се довести у везу са збивањима између простора котла и хладњака. Једначина (18а) казује да је количина топлоте коју је примио хладњак, у сразмери његове апсолутне температуре, тачно онолика као и количина топлоте коју је утрошио котао, мерена у сразмери његове апсолутне температуре. Измерена количина топлоте на тај необичан начин, тј. количина топлоте подељена са апсолутном температуром, при којој је неком телу одузета или донесена, зове се е н т р о п и ј а (од грч. εν = у, унутра; τροπή = промена, претварање), појам који је увео К л а у з и у с. Цела ентропија некога тела је, по томе, збир свих примљених (са одбитком одузетих) количина топлоте, од којих је свака од њих, пре сабирања, подељена са тадашњом апсолутном температуром тела. На тај је начин математички израз ентропије S:

$$S = \frac{Q}{T}. \tag{19}$$

У случајевима да се енергија не повећава, нити смањује, као што је код затворених система са адијабатским збивањима (параграф 101), при којима нема размене топлоте са околином, ентропија остаје постојана, исто као и енергија. Стога се а д и ј а б а т с к а з б и в а њ а зову и и з е н т р о п с к а, тј. једнаке ентропије. Али, у животу природе има пуно случајева који нису повратни, као што је раније поменуто. Ентропија се у свима таквим, стварним збивањима стално повећава, у супротности са енергијом. Ако, на пример, нека количина топлоте пређе из топлијег тела са температуром T у хладније тело са температуром T_1, остаће количина топлоте, па и залиха енергије, иста каква је била и раније. Ентропија се, напротив, променила, јер одузимање топлотне количине Q при температури T значи и одузимање ентропије за Q : T, док данашање исте топлотне количине Q при другој температури T_1 означује повећање ентропије за $Q : T_1$. Тим збивањем се целокупна ентропија повећала за величину

$$+\frac{Q}{T_1} - \frac{Q}{T} = Q\,\frac{T-T_1}{TT_1}. \tag{20}$$

Како топлота сама од себе, без компензације, увек одилази од тела са вишом према телу са нижом температуром, биће $T-T_1$ увек позитивно. Ентропија се, при тим збивањима, може само повећавати, а никад смањивати. К л а у з и у с је тај закон уопштио и поставио тезу да, уопште, нема никаквог збивања које би довело до смањивања ентропије; у најповољнијем случају, наиме код повратног процеса кружења, ентропија остаје непромењена, константна. Овај други основни закон термодинамике, т. зв. принцип о повећању ентропије, може се изразити стварније: енергија се постепено уништава и постаје све мање користљива.

Значај ентропије у практичном животу врло је велики. Колико год је закон о ентропији био примењиван, и колико год је извођено закључака из тачних једначина, није нигде дошло до сукоба са искуством. Закони о енергији и о ентропији су основи термодинамике, у којој је садржина оба закона толико свестрано испитивана, као ретко код неког другог природног закона. Стога ће се изнети и физичке једначине о ентропији.

Ако се претпостави да је састав с у в о г в а з д у х а непроменљив, и да му је специфична топлота при константном притиску c_p, може се поставити ова једначина

$$S = \frac{c_p}{M} \log T - \frac{AR}{M} \log p,$$

у којој је p ваздушни притисак, T апсолутна температура, M модул логаритма = ,4343, A реципрочна вредност топлотног еквивалента, R гасна константа.

За нулу ентропије се може узети било која погодна вредност, рецимо за температуру $T_0 = 200°$ (= — 73°C), за ваздушни притисак $p_0 = 1000$ мб (= 750 мм живе). Ако се за c_p и R узму одговарајуће вредности, и ако се ентропија изрази у апсолутним јединицама ц—г—с система, дакле у ергима на грам, прећи ће једначина (21) у облик

$$S = 2{,}303 \times 10^7 \log \frac{T}{200} - 0{,}661 \times 10^7 \log \frac{p}{1000} . \qquad (21a)$$

Ако се ентропија хоће да изрази у џаулима, треба факторе 10^7 изоставити, јер је 1 џаул = 10^7 ерга.

За ентропију з а с и ћ е н о г в а з д у х а треба унети у једначину ентропију сувог ваздуха п л у с ентропију водене паре, дакле

$$S_1 = \frac{c_p}{M} \log T - \frac{AR}{M} \log (p-e) + \frac{xc}{M} \log T + \frac{Lx}{T}, \qquad (22)$$

у којој је e парцијални притисак водене паре, x тежина водене паре у грамовима са 1 грамом сувог ваздуха, c специфична топлота воде при 0°C = 1,013, L латентна топлота испаравања воде = 594,9 — 0,51 (T — 273°).

Ове једначине су изнесене да се види како се ентропија сувог и засићеног ваздуха изражава помоћу метеоролошких и физичких ознака.

Напослетку треба споменути да се ентропија сувог ваздуха може изразити и помоћу потенцијалне температуре θ:

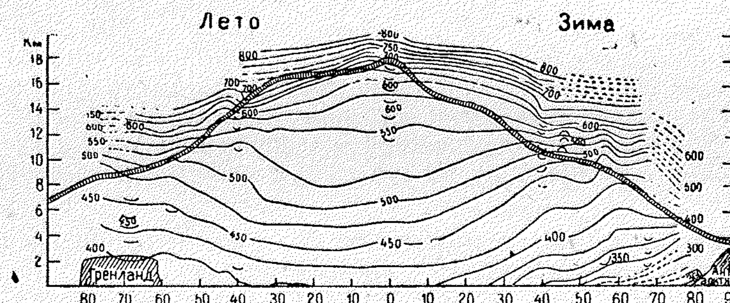
$$S = c_p \log \theta + C, \qquad (23)$$

у којој једначини је C константа. По њој се види да је логаритам потенцијалне температуре мера за ентропију ваздуха.

22. **Значај ентропије у метеорологији.** — Сер Н е п е о р Ш о је обратио нарочиту пажњу овом питању, јер се ентропија показује као један од основних чинилаца за узастопност временског збивања на било ком делу земљине површине. Он с правом указује како се многи метеоролози одупиру да се појам ентропије уведе у метеоролошка разматрања, јер је неразумљив; али је и сама температура бројна загонетка, сем ако не мислимо о њој да претставља енергију молекуларног кретања атмосфере, а и то значење има само ако нам је позната температура апсолутне скале. И топлота, са којом смо иначе тако присно познати, подвргнута је врло загонетним иособеним законима, с обзиром на њене трансформације у друге видове енергије. Ентропија и температура учествују и при томе као заједнички чиниоци, чијим проучавањем се може доћи до нових схватања о досад неразумљивим збивањима у атмосфери. Тако, на пример, П е к е р и с наводи да се ентропија, одн. тефиграм, тј. графички приказ веза између апсолутне температуре, ентропије и ваздушног притиска, може употребити као помоћно средство за претсказивање времена, и то нарочито лети, када фронтови (параграф 208), којима се раздвојене различите ваздушне масе, могу лако ишчезнути, и по њима се прогноза времена

не би могла учинити. Ентропија је, очевидно, важна делотворна сила у погледу свакодневног времена, само што засад има о томе сасвим мало података.

Сигурније је како се ентропија мења са висином. Ако се ентропија означи као функција температуре и ваздушног притиска, утврдиће се да се споро и неправилно повећава кроз целу тропосферу, док се у стратосфери нагло повећава са висином. Тропосфера је подељена у мање или више стабилне пределе, неке у целини стабилне, као што су предели великих географских ширина, друге скоро нестабилне, као што су тропски крајеви (слика 8). Стратосфера, или изотермна област, услед готово непромењиве температуре са висином, напротив је предео велике стабилности. У тропосфери, међутим, нарочито од 30° сев. до 30° јуж. шир., влада донекле изентропско стање, тј. ентропија је готово на свима висинама иста, али се зато температура у њој смањује са висином. По свему се, дакле, види да ентропија и апсолутна температура одржавају равнотежу. Пределима опадања температуре са висином одговара тежња за изентропијом, док изотермним пределима одговара тежња за повећањем ентропије. Ш о је свој дијаграм о расподели ентропије у вертикалном правцу, од полутара до пола, нацртао помоћу једначине (23), и то за два



Слика 8. — Вертикална расподела ентропије, у џаулама, од пола до полутара за време зиме и лета. Осенчена линија означава вероватни положај тропопаузе (по Шоу)

супротна годишња доба, лето (лева половина) и зиму (десна половина). Линије везују сва места са истом вредношћу ентропије, а уједно означују површине дуж којих се ваздух може кретати „сам од себе". Види се из слике да површине нису ни близу водоравне у тропосфери. Да би се слободно кретао у нормалној атмосфери, без примања топлоте или влажности, ваздух се мора спуштати приближавајући се од полова према полутару и обратно. Свакако ће бити промена и у стварној температури, услед повећања ваздушног притиска према земљиној површини, и обратно.

Површине су много водоравније у стратосфери, и знатно су ближе једна другој, што претставља нормалну стабилност атмосфере.

Области велике стабилности атмосфере могу се образовати у тропосфери и одржавати се краће или дуже време. Тако се ентропија брже повећава са висином у антициклонима, него у барометарским депресијама,

бар до тропопаузе. Тај резултат се слаже са сразмерно већом стабилношћу антициклона у поређењу са депресијама.

У свима овим прорачунавањима ентропије узето је да је равна нули при $T = 200^{\circ}$ (-73°C) и $p = 1000$ мб (750 мм), и да се мери у цаулима. Та почетна тачка је згодна, јер се температура у атмосфери само изузетно смањи до мањих вредности од -73°C. Прорачуната ентропија се обично односи на сув ваздух, па се кадикад назива и као остварена ентропија, док се тоталном ентропијом зове она у коју је урачуната и садржина водене паре у атмосфери. Обе поменуте ентропије показаће се у примеру, под претпоставком непромењивог ваздушног притиска од 760 мм живе, а код тоталне ентропије да је 1 кг ваздуха засићен воденом паром:

ваздушни притисак	760	760	760	760	760	760	мм
апсолутна температура	303°	293°	283°	273°	263°	253°	
температура у °C	30°	20°	10°	0°	—10°	—20°	
остварена ентропија	415	381	346	310	273	233	цаула
тотална ентропија	655	517	423	352	291	241	цаула
разлика	240	136	77	42	18	8	цаула.

Овај пример показује како се, упоредо са снижавањем температуре, смањује садржина водене паре у ваздуху, те се — одговарајући томе — тотална ентропија све више ближи оствареној ентропији, што се види из разлика у последњем реду. Шо овако тумачи појам остварене ентропије: Сув ваздух је стварни делотворни посредник атмосферске енергије; задатак водене паре је да, својом кондензацијом, допуни или оствари одређену количину енергије, коју ће сув ваздух употребити за касније преображаје.

23. **Основни закони термодинамике.** — Велики принципи до којих се дошло изучавањем преображаја енергије су ови:

1) Принцип Роберта Мајера или закон о одржању (конзервацији) енергије, први је од четири основна закона. Он се може изразити овако: Укупна количина енергије, у затвореном систему, остаје постојана, ма какви се преображаји енергије у њему догађали. Другим речима, енергија се, у затвореном систему, нити уништава, нити се из ничега ствара.

2) Принцип Карно-Клаузиуса, други од основних закона. Карно је, на основу својих разматрања, поставио ову теорију: У идеалној термодинамичкој машини, која би била повратна, механички рад се врши ако топлота прелази из топлијег у хладније тело; у стварним машинама, међутим, топлота може прелазити из топлијег у хладније тело и без произведеног рада. Количина топлоте остаје, ипак, неизмењена при свим овим променама. То је први облик другог основног закона, који одржава на снази принцип о смањивању употребљиве енергије у топлоту. Клаузиус је доцније овај закон изразио тачније, али у апстрактном облику, да се ентропија неодређено повећава у току неповратних преображаја енергија; на стварнији начин би се могло рећи да у природи влада деградација (смањивање) енергије, која постаје све мање искористљива,

као што су то изразили енглески физичари. Клаузиус се, најзад, изражава овако: Енергија у васиони је постојана, док ентропија васионе стреми према максимуму.

3) Принцип Нернста, или трећи основни закон термодинамике, гласи: Афинитет кондензованих система је при довољно ниским температурама независан од температуре, или, ако се уведе појам ентропије: Реакције у кондензованим системима се дешавају, при довољно ниским температурама, без промене ентропије, тј. повратно. Додатак „кондензовани“ системи, било чврсти или течни, треба да означи оне системе код којих не настају промене у агрегатном стању при њиховим преображајима до апсолутне нуле. Планк је пошао још даље и изразио је Нернстов принцип тако да „ентропија кондензованих система има вредност нуле при температури од апсолутне нуле.“

4) Може се додати и принцип Хемилтона, који допуњује основне законе термодинамике. То је закон о повезаности појава: Рад, који треба да се произведе, догоди се путем који тражи најмањи напор између почетног и крајњег стања.

Трећа глава

ИЗВОРИ АТМОСФЕРСКЕ ЕНЕРГИЈЕ

Топлота је она врста енергије која изазива све атмосферске појаве било непосредним или посредним путем, у првом реду разлике у темпера тури и ваздушном притиску, па и кретања ваздуха као њихових последица

На топлоту атмосферских слојева упливишу две групе извора: унутрашњост Земље са једне, а остала небеска тела са друге стране. У даљем разлагању ће се показати коликом енергијом топлоте располажу та тела.

24. **Земљина унутрашњост као извор топлоте.** — Ако се не узму у обзир површинских 10—25 метара земљине коре, до којих има дневне и годишње промене температуре (параграф 43), уверићемо се да се, према већим дубинама, температура постепено повећава, у средњу руку за 1° на сваких 35 метара. Та вредност се зове геотермички ступањ, али треба одмах рећи да он није константан. Зависан је од разлика у проводљивости топлоте појединих стена и земаља, и стога се, у разним местима и у разним теренима, мења од 14 до 123 метра.

Бушењима се продрло у земљину унутрашњост до преко 2300 метара; како се температура мења у још већим дубинама немамо никаквих сигурнијих података. Али, да се она и даље повећава са дубином сведоче вулканске лаве, које су биле у житком стању при ерупцијама, и које се сада — као стене — топе при температури од 1000° до 1200°C. Вероватна је претпоставка да се геотермички ступањ знатно смањује у великим дубинама, јер би се иначе дошло до невероватно високе температуре у земљином средишту.

Ради објашњења велике топлотне енергије у земљином телу треба поћи од Лапласове хипотезе, по којој је и Земља некада била усијана маса, а у данашње стање доспела је постепеним хлађењем.

Топлотна струја из земљине унутрашњости условљава, према величини геотермичког ступња, стално издавање топлоте од приближно $1{,}2\times10^{-6}$ кал/цм² сек. Како у просечној години (=365,24 дана) има 31,556.736 секунада, биће годишње издавање топлоте из земљине унутрашњости $(1{,}2\times10^{-6})\times31556736 = 37{,}9$ кал/цм².

Са друге стране се, према теорији Лорда Келвина о провођењу топлоте, може топлотна струја из земљине унутрашњости H изразити једначином

$$H = \frac{K}{G}, \qquad (24)$$

у којој је G геотермички ступањ (=35 м), K коефицијент проводљивости топлоте (око 0,006). По увођењу одговарајућих вредности у горњу једначину, биће приближна количина топлоте, коју Земља изда у току године:

$$H = \frac{0{,}006\times31{,}556.736}{3500} = 54{,}1 \text{ кал/цм}^2. \qquad (24a)$$

Разлика између ове и прве вредности није сувише велика и свакако се неће погрешити ако се узме да Земља, годишње, изда око 46 калорија са квадратног центиметра површине. Ма да је ова вредност сасвим незнатна, ипак је важна, јер је Земља непрестано издаје у простор васионе. Земља би се, стога, морала постепено хладити, док не изда сву своју топлотну енергију, да нема радиоактивне материје која знатно успорава земљино хлађење.

Траберт је, помоћу величине земљине површине и њезине масе, прорачунао да би се, топлотном струјом из земљине унутрашњости, температура на површини тла повећала тек за 0,15°, дакле сасвим незнатно. Када се узме у обзир да је око 5/7 земљине површине под океаном, који при дну има температуру од 2° до 0°C, топлота из земљине унутрашњости не може имати готово никакав утицај на топлотно стање атмосфере.

25. **Звезде као извор топлоте.** — Познато је да неке звезде имају необично високу температуру на својој површини, око 20000° и више, па би се могло сматрати да имају утицаја на топлоту земљине атмосфере. Али, треба одмах рећи да су оне на огромним отстојањима од Земље, јер нам светлост са најближих звезда дође тек после 3 до 13 година, а светлост се шири брзином од 300.000 километара у секунду; по томе година светлости одговара отстојању од $9{,}4608\times10^{12}$ километара. Звезде, из тога разлога, немају никаква утицаја. По Њукому је целокупно зрачење свих некретница тек 31-милионити део сунчева зрачења, и може имати једино теориски значај. Ленгли, са друге стране, држи да је зрачење са свих звезда и планета 10,000-ти део грам-калорије.

О утицају Месеца готово не треба говорити, ма да нам је најближе небеско тело, јер његово топлотно зрачење није самостално, него је делом рефлектовано сунчево зрачење, делом тамно зрачење његове загрејане површине. Миланковић је прорачунао да се, при пуном Месецу, температура његове површине повећа до 100.5°C, док приликом новог Месеца спадне до — 53.8°. Његове знатне промене у температури немају, ипак, готово никакав значај за топлоту земљине атмосфере, јер јој може повећати температуру тек за 0,00017°C или за (1 : 2000)°, према испитивањима Ленглиа.

Космичко ултраљубичасто зрачење даје Земљи топлотну струју отприлике од 5×10^{-9} калорија у минуту на квадратни центиметар, те је слично величини целокупног звезданог зрачења.

Сједињено зрачење свих звезда некретница, планета, Месеца и космичког ултраљубичастог зрачења није веће од десет-хиљадитог дела сунчевог зрачења.

26. **Сунце као извор топлоте.** — Сунце, најближа нам звезда, неизмерно је значајнији и готово искључиви извор за топлоту атмосфере. Сунце је извор и целог живота на Земљи, и највећа сила која креће машинерију целе атмосфере. Носилац сунчеве енергије је његово зрачење. Из ових је разлога потребно изнети неколико најглавнијих података о Сунцу.

На средњем отстојању од 149,5 милиона километара, које одговара највероватнијој вредности сунчеве паралаксе од 8″, 80, Сунце нам изгледа као оштро омеђена округла плоча под углом од 1919″, 3; томе одговара линеарни пречник од 1,391.000 километара. Најмања величина, која се може опазити на Сунцу телескопом, износи 1″, а то је тек 1919-ти део сунчевог угаоног пречника. То значи да се, на Сунцу, могу разликовати тек појаве, које имају пречник бар од 720 километара, што би одговарало, на пример, Великој Британији, а велике, уочљиве појаве имају много веће димензије од Земље.

Целокупна јачина сунчева сјаја је 465.000 већа од сјаја пуног Месеца. Од целокупног сунчевог зрачења, квадратни центиметар на горњој граници атмосфере добије 1,94 г-кал у једном минуту. По томе износи целокупна израчена енергија са Сунца, у једном часу, око $3{,}3 \times 10^{-29}$ г-кал., тј. око 332000 квадрилиона грам-калорија одн. 332 квадрилиона килограм-калорија.

Сунце је, као некретница, типска патуљаста звезда са ефективном (стварном) температуром континуалног зрачења од 6000°C, по чему је несумњиво гасовита лопта. Под таквим се условима налази одређен слој сунчева тела, означен као ф о т о с ф е р а (светлосна лопта), са кога примамо континуално зрачење; она се може, у томе оптичком смислу, сматрати као површина Сунца, нека врста атмосфере. Непосредни слој изнад фотосфере, са дебљином око 10.000 километара, зове се х р о м о с ф е р а (обојена лопта), највећим делом састављена од водоника и хелиума; има свој нарочити сјај, ружичасте боје, а у њој се догађа селективна апсорпција. Њезин најдоњи део је т.зв. и н в е р з и о н и (обртни) с л о ј; он садржи све хемиске елементе који се јављају као црне линије у сунчевом апсорпционом спектру.

П Р В И Д Е О

ТОПЛОТНЕ ПРИЛИКЕ НА ЗЕМЉИНОЈ ПОВРШИНИ И У АТМОСФЕРИ

П р в а г л а в а

ЗРАЧЕЊЕ СУНЦА, ЗЕМЉЕ И АТМОСФЕРЕ

27. **Мерење зрачења.** — Принцип мерења зрачења је да се цела енергија, коју Сунце зрачи на Земљу, прати дуж целога пута и да се измери цела количина енергије, коју прими јединица површине у јединици времена. То мерење зове се а к т и н о м е т р и ј а (грч. ἀκτίς = зрак, μέτρον = мера, мерење) и оно је једно од најзначајнијих проблема атмосфере. Ово питање је лако решити теориски, али у пракси наилази на многе препреке. Највећа тешкоћа настаје од неких физичких особина атмосфере, које су окарактерисане у параграфу 12.

Енергија неког зрачећег тела растави се, при своме паду на неко друго тело, у три дела: један буде одбијен са његове површине (рефлексиона моћ R), други продре у тело и делом буде апсорбован (апсорпциона моћ A), док трећи буде пропуштен (трансмисиона моћ T). Те три величине зависе, с једне стране, од материје, својства површине и температуре тела, а са друге, од таласне дужине падајућег зрачења. По томе су процентни удели ове енергије: $R+T+A = 100$.

Тело које апсорбује у себе целокупну палу зрачну енергију, за које је $R+T = 0$, зове се „потпуно црно“ тело. Оно, ипак, не мора бити црне боје, јер је и растресит снег скоро „потпуно црн“ за дуготаласно зрачење. Нека тела, напротив, имају веома велику рефлексиону моћ, а друга опет врло знатну трансмисиону моћ.

Количина примљене сунчеве енергије зависи од два чиниоца: 1) од т р а ј а њ а његова зрачења и 2) од ј а ч и н е или и н т е н з и т е т а зрачења. Али се, поред тога, морају узети у обзир и два друга важна чиниоца: 3) о т с т о ј а њ е од извора зрачења и 4) н а г н у т о с т или и н к л и н а ц и ј а зракова, односно с у н ч е в а в и с и н а изнад хоризонта.

28. **Утицај отстојања од извора зрачења.** — Зрачна енергија се преноси кроз простор на све стране, у правим линијама, без губитка. Другим

речима, количина зрачне енергије, која прође у јединици времена кроз површину кугле, остаје увек иста, ма колико било отстојање. Ако се количина зрачне енергије означи са Q, она је иста за отстојање r_1, као и за отстојање r_2, r_3 итд. (слика 9). Међутим се површина кугала повећава са другим степеном отстојања, односно полупречника r, а по томе је интензитет зрачења за отстојање r_2 мањи него за r_1, за r_3 је мањи него за r_2, итд. То се види из приложеног цртежа у коме су четири зрака, као крајње тачке неког четвороугаоног свежња зракова, подељене на једнаке отсеке, тј. тако да су отстојања од површине једног до површине другог отсека иста, дакле AB = BC = CD итд. (слика 9).

Ако је I интензитет зрачне (топлотне) енергије, a озрачена површина ($\sqrt{a}$ једна страна квадрата), r отстојање, може се поставити следећа једначина:

$$I_1a_1 = I_2a_2 = I_3a_3 = \dots\dots\dots = Q, \qquad (25)$$

тј. количина зрачне енергије остаје иста на различито удаљеним површинама од извора зрачења. Али се из промене једначине (25) у облик

$$I_1 : I_2 = a_2 : a_1; \quad I_2 : I_3 = a_3 : a_2; \dots \qquad (26)$$

види да је интензитет зрачне енергије тим мањи, што су веће површине, тј. што су већа отстојања.

Поред тога постоје и ове везе: $r_2 = 2r_1$; $r_3 = 3r_1$; итд., а затим

$$\sqrt{a_2} = 2\sqrt{a_1}; \quad \sqrt{a_3} = 3\sqrt{a_1}; \dots$$

$AB = r_1$; $AC = r_2$; $AD = r_3$; $AE = r_4$

Слика 9.

На основу тих веза се долази до нове једначине:

$$\sqrt{a_1} : \sqrt{a_2} : \sqrt{a_3} = r_1 : r_2 : r_3, \qquad (27)$$

или

$$a_1 : a_2 : a_3 = r_1^2 : r_2^2 : r_3^2, \qquad (27a)$$

што значи: Озрачене површине су сразмерне другим степенима отстојања. Другим речима, ако су отстојања 1, 2, 3, 4, итд., површине су 1, 4, 9, 16, итд.

Помоћу једначина (26) и (27a) може се добити и сразмера између отстојања и интензитета зрачне енергије:

$$I_1 : I_2 = r_2^2 : r_1^2; \quad I_2 : I_3 = r_3^2 : r_2^2; \text{ итд.} \qquad (28)$$

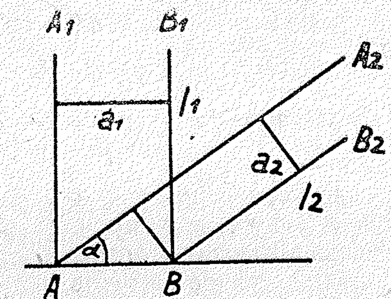
По овој једначини излази да је интензитет зрачне енергије, која падне на одређену површину, у обрнутој сразмери са другим степеном отстојања од извора зрачења.

Сада је јасно, зашто је интензитет зрачења са звезда скоро неурачунљив, при свем том што се та енергија преноси кроз васионски простор без икаква губитка и што многе некретнице имају знатно јаче зрачење

од Сунца. Једини узрок је неизмерно отстојање тих небеских тела од нашег сунчаног система.

29. **Утицај сунчеве висине.** — Раније је споменуто да количина примљене зрачне енергије зависи и од сунчеве висине, односно од нагнутости зракова према равни хоризонта, т.зв. инклинације. Поред тога се претпоставило да зраци полазе из једне тачке, као што је нацртано у слици 9. Стварно, међутим, није тако. Јер, пошто свако тело има одређену запремину, зрачење ће полазити са његове површине, у овом случају са сунчеве фотосфере. Треба још додати и чињеницу да сунчеви зраци, пре но што доспу до Земље, пређу отприлике 150 милиона километара, те се може сматрати да долазе паралелно, у сноповима, а не радијално, зракасто.

Под тим ће се условом показати како се јачина сунчева зрачења мења од јутра према подневу. Нека је AB део земљине водоравне површине (слика 10). Ова ће, одмах по сунчеву изласку, примити одређену количину зрачне енергије, која се све више повећава, што је већа сунчева висина изнад хоризонта, наравно под претпоставком да зраци стално падају на исту површину AB. Ако би се налазили на полутару, сунчеви зраци би, у дану пролетње и јесење равнодневнице, падали у подне управно на површину AB. Тада интензитет зрачења достигне свој максимум, и не може га премашити. У томе тренутку учествује у примању зрачења цела призма AA_1BB_1, а зраци падају на површину AB, која је равна пресеку призме са површином a_1, са интензитетом зрачења I_1. Пре подне, када се Сунце издигло изнад хоризонта за угао α, иста површина AB је озрачена снопом AA_2BB_2, чији пресек има површину a_2 и одговарајући интензитет I_2. Другим речима, сада озрачава исту површину AB знатно мањи сноп зракова, па и дејство мора бити знатно мање, него што је у подне. Из слике се види да је



Слика 10.

$$\frac{I_1}{I_2} = \frac{a_2}{a_1} = \sin\alpha, \qquad (29)$$

те ће бити

$$I_1 = I_2 \sin\alpha. \qquad (30)$$

То је *Ламбертов закон* који се може овако изразити: Интензитет зрачне (топлотне) енергије мења се пропорционално са синусом угла под којим зраци падају на водоравну површину, онд. са синусом угла сунчеве висине. Што је Сунце више изнад хоризонта, тим је већи интензитет зрачења, али је тим мања озрачена површина, ако се узме увек исти пресек снопа сунчевих зракова. Највећи је интензитет када је $\alpha = 90^\circ$, тј. кад зраци падају управно; интензитет је раван нули, када је $\alpha = 0^\circ$, тј. кад зраци таман додирују хоризонт, а то је при сунчеву изласку и заласку.

Исто се добија и за разне упоредникe. Ако би се Сунце стално налазило у подневу изнад полутара, као што је при равнодневицама, били би дан и ноћ увек једнаког трајања од по 12 часова на свима географским

ширинама, а јачина зрачења би се мењала са синусом подневне сунчеве висине α. Али је, у овом случају, географска ширина φ комплеменат сунчевој висини: $\alpha = (90^o - \varphi)$, па би се могло рећи да се услови интензитета зрачења мењају и пропорционално са косинусом географске ширине φ. Јачина зрачења се и по упоредницима мења у обратној сразмери са површинама. Исти сноп сунчевих зракова озрачи на нижој ширини мању површину, него на вишој географској ширини, коју ће слабије загрејати, као што се види из слике 11. Сунчеви зраци падају управно на уски појас око полутара, док сноп зракова, са истим пресеком, озрачи на појасу око 55.5° сев. шир. доста већу површину. Ако се површина полутарског појаса означи са 1, добиће се следећа пропорција:

Слика 11.

$$\sin 90^o : \sin (90^o - 55.5^o) = x : 1, \tag{31}$$

или

$$1 : 0{,}5664 = x : 1.$$

По томе је

$$x = \frac{1}{0{,}5664} = 1{,}7652, \tag{32}$$

тј. сноп сунчевих зракова падне на појасу око 55.5° сев. шир. готово на двапут већу површину, него на полутарски појас, па би за толико имао и мањи интензитет зрачења. Земљини полови, напротив, не би примили ништа од зрачне енергије, јер је $\sin 0^o = 0$.

Стварни услови на земљи су сасвим другачији, услед нагиба земљине осе према еклиптици. Стога је и закон о расподели дневне количине сунчеве енергије по земљиној површини веома сложен.

30. **Сунчево зрачење.** — Када се говори о сунчевом зрачењу, обично се мисли на сунчеву светлост. Али се сваки, ко је излагао своје тело утицају сунчева зрачења, могао лако уверити да оно изазива и друге појаве. Набрзо осетимо да нам је „у сунцу" топло, а ако нам је кожа дуже изложена зрачењу, она прво поцрвени, а доцније преплане. Стога се раније држало да Сунце издаје три различите врсте зракова: једни да су носиоци светлости, други да доносе топлоту, а трећи да делују хемиски. Таква подела нам, међутим, казује о сунчевим зрацима само оно што осећамо чулима, а научно је утврђено да су ове појаве последица зракова разних таласних дужина.

Под з р а ч е њ е м или, научно, р а д и ј а ц и ј о м подразумева се пренашање енергије у виду таласа, које се — при непоремећеном ширењу — догађа праволиниски, од површине зрачног извора кроз таласне површине. Зраци се најлакше разложе у саставне делове ако се пропусте кроз призму, особито призму од камене соли; за то служе нарочити инструменти: спектрометри и спектрографи. Тада ће се зрак, на излазу из призме, опазити у низу разних боја, које одговарају његовом спектру. За квантитативно мерење енергије у спектралним линијама, дакле за мерење интензитета и за испитивање инфрацрвених спектралних линија, употребљују се болометри и термоскопи.

Интензитети разних таласних дужина могу се унети у координатни систем; ако се они повежу линијом добија се графички приказ сунчева спектра (слика 5). Ова крива линија показује како се јачина сунчева зрачења нагло повећава у светлосном делу спектра, од таласне дужине 0.4μ (микрон = 0,001 мм) до таласне дужине око 0.6μ, где настане максимални интензитет. Одатле се, према већим таласним дужинама, интензитет зрачења сасвим постепено смањује и дубоко у инфрацрвеном делу спектра, код 2.0μ, има још увек јачину каква је била на почетку светлосног спектра, код таласне дужине од 0.4 μ.

Истраживањем интензитета сунчева зрачења се утврдило да у спектру има много тамних линија и трака са незнатном или готово никаквом јачином. Многе од ових су проузроковане апсорпцијом зракова у сунчевој хромосфери, док су неке од њих последица апсорпције сунчева зрачења у земљиној атмосфери. Идеални гасови атмосфере, као ни угљен диоксид, не апсорбују никакво зрачење унутар таласних дужина светлосног дела спектра, са изузетком две веома уске линије, проузроковане кисеоником. Главне линије и широке траке атмосферске апсорпције изазване су воденом паром и то на таласним дужинама од 0.72 μ (Фрауенхоферова линија a), 0.81 μ (ϱ), 0.84 μ (σ), 0.93 μ (τ), 1.13 μ (Φ), 1.37—1.42 μ (Ψ), 1.85 μ (Ω), између 1.92 μ и 2.03 μ (ω_1 и ω_2), 2.66 μ (μ). Угљен диоксид проузрокује уже траке код 2.3—3.0 μ (X), 4.2—4.4 μ (У), и широку траку између 12 и 16 μ. Озон, напротив, има интензивну апсорпциону траку у ултраљубичастом делу спектра, између 0.29—0.31 μ.

Велике промене у сунчевим зрацима настану тек кад падну на неко тело које их апсорбује. Зрачна енергија се, у таквим случајевима, преобрази у топлотну, светлосну или хемиску енергију, и тада се може говорити о топлотним, светлосним или хемиским зрацима. Али, то значи да разна дејства сунчевих зракова не настају њиховом каквоћом, него да су изазвана природом тела на које они падну (параграф 27).

С о л а р н а к о н с т а н т а је она количина сунчева зрачења, која падне — на горњој граници атмосфере, дакле неослабљена апсорпцијом и расипањем у ваздуху — управно на квадратни центиметар површине у једном минуту, и на средњем отстојању од Земље. Мерењима је утврђено да има вредност од 1.94 г-кал, или 136 киловата на квадратни декаметар (= 10 метара). Али се отстојање Земље од Сунца мења, па то вреди и за јачину зрачења. Ова се, при перихелу, повећа на 2.01 г-кал, док се при афхелу смањи на 1.88 г-кал. То значи да соларна константа није непроменљива вредност, али се ипак увек зове тим именом.

Питање да ли се соларна константа периодски мења, не узимајући у обзир неједнако отстојање Сунца од Земље, још није пречишћено. Али се ранија претпоставка о утицају броја сунчаних пега није потврдила, као ни везе које би могле постојати између јачине сунчевог ултраљубичастог зрачења и соларне константе.

Соларна константа, међутим, не долази до изражаја и до било каквог дејства у својој стварној вредности. Један део буде рефлектован облацима у васионски простор, други са водених и копнених површина, тако да је потпуно изгубљен за Земљу. О л д р и ч је, у последње време, проценио да је земљина одбојност или з е м љ и н а л б е д о 0.43, тј. да од целокупног сунчевог зрачења, које је примљено на горњој граници атмосфере, буде 43% изгубљено одбијањем, тако да тек 0.57 од упадног зрачења остане употребљено за загревање земљине површине и атмосфере (параграф 37).

И н т е н з и т е т с у н ч е в а з р а ч е њ а у атмосфери I зависи од соларне константе I_0, трансмисионог коефицијента q (параграф 12) и

дебљине ваздушног слоја *n*. Ако свака врста зракова буде ослабљена у сваком ваздушном слоју за исти разломак, и ако први, највиши, слој пропусти *q*-ти део јачине зрачења I_0, пашће на горњу површину другог слоја количина зрачења од qI_0, на горњу површину трећег слоја, количина q^2I_0, јер и овај пропусти *q*-ти део већ ослабљеног зрачења, итд. На тај ће се начин опет добити Бугеров закон (параграф 14 при крају): $I = I_0q^n$. Интензитет сунчева зрачења одређује се нарочитим инструментима: пирхелиометрима, солариметрима, актинометрима итд., али се овде неће дати подробнији подаци о њима. Потребни подаци о утицају атмосфере на сунчево зрачење дати су у параграфу 12.

31. **Дневни и годишњи ток сунчевог зрачења.** — Дневни ток тоталног зрачења, тј. јачине зрачне енергије која падне управно на изложену површину, показаће се на примеру Париза, места у равници, и Давоса, планинског места у високој долини, у дану око зимског и летњег солстиција (таблица 3):

Таблица 3. — Тотално сунчево зрачење у Паризу и Давосу, при лепом времену, г-кал/мин. цм²

часови	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Париз (висина 49 м)															
15-XII				0,05	0,48	0,77	0,89	0,93	0,89	0,77	0,48	0,05			
15-VI	0,41	0,75	0,96	1,10	1,17	1,21	1,23	1,24	1,23	1,21	1,17	1,10	0,98	0,75	0,41
Давос (висина 1561 м)															
15-XII						1,24	1,31	1,33	1,31	1,23	1,02				
15-VI		1,00	1,17	1,29	1,37	1,41	1,43	1,46	1,47	1,44	1,40	1,32	1,21	1,00	

Као што се види из таблице, максимум јачине зрачења настане у оба места и у оба месеца око 12 часова, само што Давос има стално прилично веће вредности од Париза. Поред тога, лети су, при већој сунчевој висини, интензитети зрачења подједнаки од 10 до 14 часова. Са друге стране, Сунце сија у Давосу доста краће време, него у Паризу, нарочито зими, услед врло високих долинских страна које то место опкољавају.

Када је мало водене паре у ваздуху, а небо потпуно ведро, може се интензитет зрачења повећати у прилично великој мери. У таквим данима је, у Паризу, тотални интензитет зрачења у подне 15 децембра 1.15 г-кал, а 15 јуна 1.42 г-кал. При потпуно ведром небу је, дакле, у подне, за 14 до 12 процената већи, него у истом часу при обичном лепом времену. Ипак, највећи интензитет тоталног зрачења ретко кад има већу вредност од 1.5 г-кал на средњим географским ширинама и на незнатној висини.

Таблица 4 показује тоталне интензитете зрачења у подне за неколико места на разним ширинама и на разним висинама, и то за сваки месец. Најкарактеристичније је да у годишњем току интензитета тоталног зрачења максимум настаје скоро свугде у пролетњим месецима. Тај максимум

Таблица 4. — Годишњи ток интензитета тоталног сунчевог зрачења у подне, г-кал/мин. цм²

место и висина	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Вошингтен 40 м	1.16	1.28	1.26	1.26	1.23	1.20	1.21	1.16	1.23	1.19	1.23	1.15
Ница 20 м	1.26	1.28	1.32	1.35	1.35	1.27	1.27	1.26	1.27	1.30	1.27	1.25
Париз 49 м	0.94	1.07	1.16	1.22	1.25	1.24	1.22	1.18	1.11	1.07	0.99	0.93
Лењинград 10 м	0.90	1.04	1.19	1.27	1.25	1.21	1.17	1.16	1.16	1.08	0.90	0.79
Хелзингфорс 10 м	0.12	0.25	0.54	0.52	0.56	0.59	0.74	0.48	0.38	0.34	0.09	0.09
Давос 1561 м	1.38	1.48	1.50	1.51	1.47	1.46	1.44	1.45	1.46	1.45	1.38	1.33
Цугшпице 2962 м	1.54	1.59	1.63	1.62	1.58	1.55	1.58	1.57	1.59	1.57	1.57	1.49

се тумачи незнатном садржином водене паре у ваздуху после зиме. Са друге стране се добра провидност ваздуха у јесењим месецима често истакне у тадашњем споредном максимуму интензитета (Вошингтен, Ница, Давос, Цугшпице). Незнатне вредности Хелзингфорса указују на велику облачност у томе месту. Исто тако и Париз има готово целе године мање вредности од Вошингтена и Нице, опет под утицајем веће облачности. Висока места у Алпима, и њихови повољни услови облачности, долазе до пуног изражаја у јесењим и зимским месецима, чак и према Ници, месту у средоземној области.

Врло је важно одређење дневних збирова јачине сунчева зрачења. Ови зависе од следећих чинилаца: 1) географске ширине, од које је условљена дебљина ваздуха кроз коју пролазе зраци, као и трајање дана, дакле интензитет и трајање зрачења; 2) апсолутне висине, која упливише на повећање интензитета зрачења; 3) хоризонта, који утиче на трајање зрачења при незнатним сунчевим висинама; 4) нагиба земљишта, који је од важности за упадни угао сунчевих зракова; 5) облачности, која је у обрнутој сразмери са зрачењем: што је већа облачност, тим мање продиру зраци, и обратно. Сложено дејство свих ових утицаја огледа се у количини зрачне енергије, коју прими неко место у току дана. Та количина се зове збир сунчевог зрачења, а мери се у калоријама на квадратни центиметар земљине површине. То ће се такође показати на неколико примера у таблици 5.

Таблица 5. — Средње вредности дневних збирова сунчевог зрачења на водоравну површину, г-кал/цм²

место и ширина	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	сред.
Шпицберг 79.9°	0	0	15	53	143	127	114	55	40	0	0	0	46
Штокхолм 59.4°	12	43	100	211	307	334	316	222	142	48	11	3	146
Варшава 52.2°	16	32	94	170	290	314	292	232	153	83	19	7	142
Монпелје 43.6°	82	127	184	229	296	311	325	295	225	135	90	61	197
Вошингтен 38.9°	87	158	193	292	334	356	361	298	269	188	120	92	229
Хелуан 29.6°	315	418	480	611	707	945	950	878	810	570	463	363	629
Давос 46.8°	64	132	167	224	291	302	340	337	205	154	80	52	196
Цугшпице 47.4°	87	166	215	298	349	316	344	329	280	204	110	64	230

У ове просечне вредности су урачунати сви дани, било са ведрим или са мутним небом, и по томе одговарају стварним условима примљене зрачне енергије у току целога дана.

Из таблице 5 могу се извести важне чињенице, наиме јасни утицаји географских ширина са једне, а апсолутне висине са друге стране. Дневни збирови сунчева зрачења се углавном повећавају од полова према мањим ширинама, али се годишњи ток у истом правцу уједначује, тј. разлике између зимских и летњих збирова бивају све мање. Тако, на пример, Шпицберг прими у просечном годишњем дану 46 г-кал, Вошингтон 229 г-кал, Хелуан, у Египту, чак 629 г-кал. Хелуан, по томе, прими око 14 пута више сунчева зрачења од Шпицберга, а 2.7 пута више од Вошингтена. Са друге стране, Штокхолм прими у просечном дану јуна 111 пута више

топлотне енергије, него у просечном дану децембра, Варшава 45 пута више, Монпеље 5 пута више, па се та разлика све више смањује, тако да Хелуан прими у јулу 2.7 пута више топлотне енергије, него у просечном дану месеца децембра.

Нешто другачији су услови ових промена у вертикалном правцу. Дневни збирови сунчева зрачења у планинским крајевима се такође повећавају са висином, али се разлике између зимских и летњих дневних збирова сунчева зрачења у истом правцу смањују, као што бар показују примери за Давос и Цугшпице. Последње место има у просечном годишњем дану за 17 процената већи збир сунчева зрачења од Давоса, али је код њега разлика између дневног збира сунчева зрачења у јулу и децембру нешто мања, него у Давосу.

По свему се види да се битни услови збирова сунчева зрачења мењају на исти начин од мањих према већим висинама, као што се мењају од виших према нижим географским ширинама, али не у истим сразмерама.

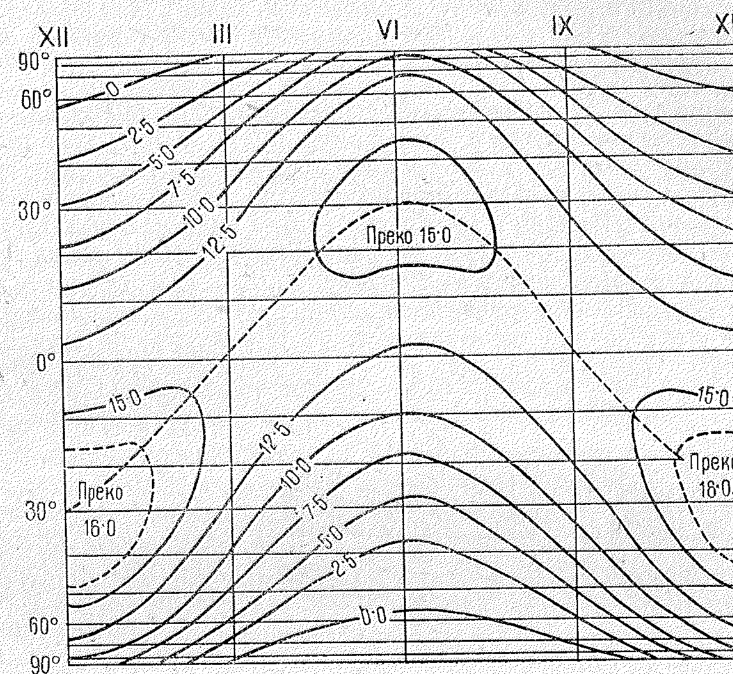
32. **Зонална и временска расподела сунчева зрачења по земљиној површини.** — А н г о је, помоћу многих и сложених једначина, одредио месечне количине топлотне енергије за сваки десети степен географске ширине, узимајући при томе и разне трансмисионе коефицијенте. Јединица је она количина топлотне енергије коју прими полутар у дану равнодневица, када је сунчева деклинација равна нули, при средњем отстојању Земље од Сунца. Та јединица је у калоријама $\frac{1440}{\pi} \times$ соларна константа или, ако се узме да је $I_0 = 1.94$ г-кал, 889,3 г-кал. За трансмисиони коефицијент је узета најмања вредност, 0.6, јер најбоље одговара стварној пропустљивости атмосфере (параграф 12). Сем тога су вредности А н г о а прерачунате на соларну константу од 1.94 г-кал, и изражене су у кг-кал (таблица 6 и слика 12). Најзад се мора рећи да сва прорачунавања вреде за потпуно ведро небо у току целе године.

Таблица 6. — Прорачунате месечне и годишње количине топлоте, у кг-кал

ширине	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	година
90°С	0.0	0.0	0.0	1.4	6.5	9.6	7.7	2.3	0.1	0.0	0.0	0.0	27.6
80°	0.0	0.0	0.2	2.6	7.3	10.0	8.2	3.7	0.5	0.0	0.0	0.0	32.5
60°	0.1	1.0	3.8	8.0	11.6	13.4	12.2	8.9	4.8	1.5	0.2	0.0	65.7
40°	3.2	5.6	9.1	12.5	14.8	**15.7**	15.1	13.1	9.9	6.4	3.7	2.6	111.3
20°	8.7	10.9	13.2	**14.7**	**15.3**	**15.4**	**15.3**	**14.8**	13.6	11.3	9.1	8.0	150.3
Екв	13.6	14.5	**14.8**	14.2	13.1	12.4	12.7	13.8	**14.6**	**14.6**	13.8	13.2	165.3
20° J	**16.2**	**15.4**	13.5	10.9	8.5	7.5	8.0	10.2	12.7	**14.8**	**16.1**	**16.5**	150.7
40°	**16.1**	13.5	9.6	5.8	3.3	2.4	2.9	5.0	8.5	12.4	15.4	**16.8**	111.5
60°	13.0	8.9	4.3	1.3	0.1	0.0	0.1	0.8	3.3	7.6	11.9	14.2	65.5
80°	8.5	3.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	2.2	7.2	10.7	32.5
90°	8.1	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	6.3	10.2	27.6

Из ове таблице и из приложене слике 12 може се извући неколико важних закључака: 1) Све разлике у расподели сунчеве топлотне енергије по Земљи у разним месецима и на разним ширинама могу се протумачити троструким односом Земље према Сунцу: обртањем Земље око своје осе,

којим настаје смена дана и ноћи; кружењем Земље око Сунца, којим је условљена разлика у годишњим добима; нагибом земљине осе према еклиптици, чија су последица неједнакост у трајању дана и ноћи и у карактеру појединих годишњих доба. — 2) Исти упоредник не прими увек највећу количину топлотне енергије. То се мења са привидним годишњим крета-

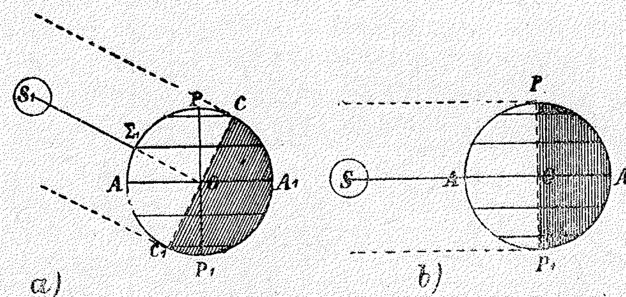


Слика 12. — Расподела примљене сунчеве енергије на земљиној површини у току године, у кг-кал.

њима Сунца. Тако, на пример, у јануару прима 30° јуж шир. максималну количину, у марту полутар, у мају, јуну и јулу 30° сев. шир., у септембру полутар, у новембру 20° и 30° јуж. шир, у децембру 30° јуж. шир. — 3) На полутару се јављају два максимума и два минимума примљене топлотне енергије. Пролетњи максимум је изразитији од јесењег, а летњи минимум је изразитији од зимског. Овај двоструки период осећа се до 10° сев. и јуж. шир., али доста изразитије на северној полукугли. — 4) Годишњи ток је једноставан на већим ширинама, са максимумом у јуну, одн. децембру, а минимумом у децембру, одн. јуну. — 5) Исте географске ширине северне и јужне полукугле приме годишње исту количину топлотне енергије, али је ова неједнако расподељена по месецима. Неједнакости су изазване тиме, што се Земља у месецу јануару налази у перихелу, у јулу у афхелу, тако да је озраченост у јануару за 1/15 већа, него у јулу. Зато исте ширине на јужној полукугли приме у децембру доста већу количину топлотне енергије, него што оне на северној полукугли приме у месецу јуну. Из истих је разлога пролетњи максимум на полутару нешто већи од јесењег. — 6) Годишње колебање у количини примљене топлотне енер-

гије најмање је на полутару (2.4 кг-кал), па се повећава према већим ширинама, са максимумом око 50° геогр. шир. (14.1 одн. 15.1 кг-кал), а одатле се према половима поново смањује (9.6 одн. 10.2 кг.кал на полу). — 7) Годишња колебања су стално већа на јужној полукугли, просечно за 1.1 кг-кал. — 8) Субтропске ширине примају највећу количину топлоте око летњег солстиција дотичне полукугле, а не повратници. Поларни крајеви одговарајуће земљине полукугле, отприлике од 60° геогр. шир., не примају уопште топлотну енергију у времену око зимског солстиција.

33. **Годишња количина примљене сунчеве енергије на Земљи.** — Количина сунчеве зрачне енергије, коју Земља прими у току године, могла би се лако прорачунати кад не би постојала атмосфера. Познато је да сунчеви зраци озрачавају, у сваком тренутку, само половину земљине површине, док је друга половина у мраку, као што се види из слике 13. У њој су приказани само услови за тренутак кад је Сунце у зениту изнад северног повратника (подне при летњем солстицију), цртеж a, и када је у зениту изнад полутара (подне при равнодневицама), цртеж b. Половина земљине површине је у оба случаја озрачена, а друга је у мраку. Пошто се то догађа свакога тренутка, свакојако мора вредети и за целу годину, јер је она збир свих тренутака. Поред тога, сунчеви зраци падају на разне географске ширине и дужине под врло разним угловима, од 90° до 0°, а то би знатно отежало прорачунавање. Али се све то може избећи, ако се узме попречни пресек, на који сви зраци падају управно, а такав је код земљине кугле (да се, олакшања ради, не узме сфероид) њена кружна површина, чије се средиште подудара са земљиним средиштем. Та кружни површина је у слици 13 COC_1 за цртеж a, POP_1 за цртеж b.



Слика 13.

Ако се непозната годишња количина примљене зрачне енергије означи са Q, земљина кружна површина са $R^2\pi$, где је R земљин полупречник (= 6370 км), соларна константа са I_0, време које одговара трајању просечне године са T (= 525945,6 минута), добиће се следећа једначина:

$$Q = I_0 \times R^2\pi \times T = 1.94 \times (637000000)^2 \times 3.14159 \times 525945.6 = \\ = 130068149500953 \times 10^{10} = 130 \times 10^{22}. \quad (33)$$

Земља, по овој једначини, прими у току године 130×10^{22} г-кал. Да би тај несхватљиви број калорија постао разумљивији, упоредиће се та количина топлотне енергије са неколико дејстава која би могла извршити. Том количином топлоте би се могао отопити око 35 метара дебео слој леда око целе Земље, могло би се око билион тона воде загрејати од 0° до 100°, могао би око 4,5 метара дебео слој воде око целе Земље испарити.

Наравно, та количина топлоте је стварно знатно мања, јер сунчево зрачење бива у атмосфери доста ослабљено, нарочито дифузном рефлексијом, а у приличној мери и апсорпцијом. Цела земљина површина би, према величини земљиног албеда, примила у току године тек око 57 процената од горње количине топлотне енергије, другим речима око 74×10^{22} г-кал, а у истој би се сразмери смањило и дејство те количине топлоте.

34. **Атмосферско зрачење.** — Испитивање топлотног зрачења атмосфере је врло сложене природе. Стални гасовити састојци атмосфере издају само одређен износ зрачења, а његов интензитет зависи од густине, дебљине и температуре оног ваздушног слоја који то зрачење издаје. Сунчево зрачење, при проласку кроз атмосферу, бива слабљено ваздушним честицама на које наиђе, и то пропорционално четвртом степену таласне дужине. Па ипак је, поред непосредног сунчевог зрачења, дифузно зрачење атмосфере, које се зове и небеско зрачење, важан извор топлоте за Земљу. Јер, знатан део сунчевог зрачења, који је привидно изгубљен расипањем и апсорпцијом у атмосфери, појави се у њој у виду топлотног и светлосног зрачења.

Јачина атмосферског зрачења се може најсигурније одредити ноћу, јер тада нема сунчева зрачења, него је делотворно само терестриско зрачење, тј. зрачење са земљине површине (параграф 36).

Дифузно зрачење атмосфере зависи од сунчеве висине изнад хоризонта, од апсолутне висине места, и од степена облачности. Два прва утицаја показаће се на примерима у таблици 7.

Таблица 7. — Средње годишње вредности дифузног зрачења атмосфере на водоравну површину, при ведром времену, г-кал/мин. цм²

сунч. висина / место, шир. и висина	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°
Хелзингфорс 60.2°С, 20 м	0,031	0,062	0,082	0,102	0,130	0,154	0,185	0,216
Давос 46.8°С, 1561 м			0,038	0,050	0,075	0,076	0,080	
Калама (Чиле) 22.5° Ј, 2250 м	0,038	0,048	0,063	0,076	0,088			
Цугшпице 47.4°С, 2962 м	0,044	0,049	0,057	0,066	0,072	0,081	0,086	0,091

По овој таблици излази да се дифузно зрачење атмосфере повећава са сунчевом висином у свима местима. Даље се види много важнија чињеница да Хелзингфорс има, при свима сунчевим висинама, доста веће вредности од свих осталих места на знатно већој висини и на доста мањој геогр. ширини. Код високих места се показује да Давос, у дубокој долини, има мање вредности од два остала места, готово при свима сунчевим висинама. Најпосле, Калама има, при већим сунчевим висинама, стално веће вредности од врха Цугшпице, који је за 800 метара виши.

Утицај облачности се врло лепо истиче у мерењима која су вршена у Конељану, северно од Венеције. Ту је интензитет дифузног атмосферског зрачења, при разним сунчевим висинама и при разним степенима облачности, оволики:

сунчева висина =	10°	20°	30°	40°	50°	60°	
облачност 4—7	0,152	0,227	0,265	0,280	0,302	0,313	г-кал/мин. цм²
облачност 1—3	0,086	0,147	0,180	0,206	0,219	0,225	
потпуно ведро	0,060	0,099	0,122	0,140	0,155	0,169	

Из ових се вредности може лако прорачунати да је дифузно зрачење атмосфере, обухватајући и дифузно зрачење облака, при средњој облачности (између 4—7), преко двапут веће од интензитета при потпуно ведром времену. Поред тога је релативна разлика у интензитету све мања, што је већа сунчева висина. Тако је, при облачности 1—3, сразмера између интензитета при сунчевој висини од 10° и од 20° 1 : 1,71, при висини од 30° и 40° 1 : 1,14, при висини од 50° и 60° тек 1 : 1,03.

Од практичне важности је да се утврди колики су месечни збирови топлотног зрачења атмосфере и у каквом су односу према месечним збировима сунчева зрачења. То ће се изнети за Штокхолм у таблици 8, у коју је унесена и сразмера између дифузног зрачења атмосфере *D* и стварног сунчевог зрачења *S*, дакле D : S.

Таблица 8. — Месечни збирови топлотног зрачења атмосфере на водоравну површину, у г-кал/цм², и сразмера D : S за Штокхолм

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	година
месечни збир	670	1720	1870	3250	3035	2820	3040	3250	2750	1800	1000	690	25895
D : S	3,72	2,18	0,71	0,58	0,32	0,30	0,36	0,55	0,75	1,54	4,35	13,80	0,55

Месечни збирови топлотног зрачења атмосфере се, по подацима у таблици, мењају углавном према променама у сунчевој висини, али минимум настаје у јануару, максимум у августу, дакле оба иза солстиција, нарочито дуго иза летњег солстиција. Међутим је карактеристично да је, код дифузног зрачења атмосфере, годишњи ток много уједначенији, него што је код сунчевог зрачења. Тамо је сразмера између максимума и минимума била 111 (таблица 5), док је овде тек 5. Исто је тако важна чињеница, што квоцијенти атмосферског према сунчевом зрачењу, D : S, имају у пет зимских месеца већу вредност од 1, да је дакле збир дифузног зрачења атмосфере већи од збира сунчева зрачења, нарочито у децембру, док збирови сунчева зрачења знатно надмашују збирове дифузног зрачења у летњим месецима. Утицај високих ширина, са сразмерно незнатном сунчевом висином у зимским месецима, јасно се огледа у величини квоцијената.

Емден је изнео следећи биланс топлоте за сунчево и атмосферско зрачење на разним ширинама, узимајући за соларну константу 1,94 г-кал (таблица 9).

Таблица 9. — Топлотни биланс сунчевог и атмосферског зрачења

северне ширине:	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	
сред. год. температура	25.9	26.3	25.6	20.3	14.0	5.6	0.1	
сред. год. сунчево зрачење	854	826	805	750	678	583	485	г-кал/цм²дан
сред. год. зрачење атмосфере	717	714	710	660	605	537	495	г-кал/цм²дан
разм. сунч. зрач.: атм. зрач.	119	116	113	114	112	109	98	%

По овим вредностима излази да је количина сунчева зрачења, до 50° сев. шир., у средњем годишњем дану просечно за 14% већа од истовремене

количине дифузног атмосферског зрачења, а на 60° сев. шир. је последње нешто веће од првог. Другим речима, атмосферско зрачење је готово исте вредности као и сунчево зрачење, и према већим ширинама се релативно повећава.

35. **Глобално зрачење.** — Глобалним зрачењем се означују збирови сунчевог и дифузног зрачења атмосфере. Многи метеоролози наводе да је глобално зрачење много важније, за практичне потребе, од самог зрачења Сунца, јер дифузног зрачења атмосфере има при сваком, па и сасвим ружном времену, док изразито сунчево зрачење настаје само при лепом времену, које је прилично ретко. Подаци о средњим дневним збировима глобалног зрачења изнесени су, за нека места, у таблици 10.

У дневним збировима глобалног зрачења долазе до изражаја, поред дужине дана и владајуће облачности, многе климатске особености места. Највећи збирови су готово свугде око летњег солстиција, обично у јулу или јуну, са изузетком Вошингтена. Субтропско место Ариана, при обали

Таблица 10. — Средњи дневни збирови глобалног зрачења на водоравну површину, г-кал/цм²

место и сев. шир.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
Лењинград 59.9°	27	74	182	261	328	376	428	276	170	70	18	10	183
Париз 48.8°	79	167	274	375	455	496	487	434	324	188	94	66	297
Ница 43.7°	194	268	336	478	577	646	685	622	427	296	181	155	406
Вошингтен 38.9°	173	268	348	417	536	425	518	456	375	298	203	168	357
Ариана (Алжир) 36.8°	322	396	383	514	501	656	735	710	427	451	324	257	474
Давос 46.8°	154	307	470	528	538	621	640	511	468	358	191	141	411
Цугшпице 47.4°	130	234	325	424	473	562	433	509	368	277	160	107	335

Алжира, има уопште највећу годишњу вредност, али га од марта до маја и у септембру надмашује Давос. Равнице Средње и Западне Европе (Париз) имају велико годишње колебање, са врло малим зимским вредностима, што би се могло објаснити променљивим висинама Сунца. Сасвим је другачије у Ници, месту средоземна поднебља са пуно сунчева сјаја, јер ту глобално зрачење има велике вредности и у зимским месецима. Глобално зрачење је на планинама повећано, у поређењу са равницом, просечно чак и у поређењу са Ницом: у Давосу су дневне суме глобалног зрачења нешто веће од глобалног зрачења у Ници у прелазним годишњим добима, од фебруара до априла и од септембра до новембра. Али, Цугшпице има стално мање дневне суме од Давоса, јер облаци на томе врху често спречавају сунчево зрачење. Утицаји геогр. ширина су слабије изражени у сумама просечног годишњег дана, него код самог сунчевог зрачења. Код планинских места, међутим, дневне суме глобалног зрачења се са висином смањују, док се код искључива сунчева зрачења повећавају.

Ради поређења глобалног зрачења и сунчева зрачења у таблици 6, може се Лењинград заменити са Штокхолмом, јер су приближно на истој ширини и у подједнаком климатском пределу, а исто тако се Ница може заменити са Монпелиеом. Ако се изведу средње вредности ових двеју

станица и Вошингтена, видеће се да код дневних сума сунчева зрачења јуни и јули имају 6.4 пута већу вредност од децембра, док код дневних сума глобална зрачења јули има 4.9 пута већу вредност од децембра. То значи да је годишњи ток код глобалног зрачења доста равномернији од годишњег тока сунчева зрачења. То исто се види и код планинских станица.

36. **Зрачење Земље и противзрачење атмосфере.** — Земља, истовремено са примањем сунчева зрачења и дифузног зрачења атмосфере, издаје зрачење са своје површине. То је терестриско зрачење, или израчивање, чији је интензитет зависан од природе зрачећег тела, у овом случају од земљине температуре, а управља се према закону Стефана. Он је изражен следећом једначином

$$Q = \sigma T^4, \tag{34}$$

у којој је Q израчена топлотна енергија, T апсолутна температура, σ константа која зависи од физичке природе зрачећег тела. Њена је вредност, за потпуно црно тело, 8.21×10^{-11} г-кал/мин. цм² или 5.72×10^{-9} киловата на квадратни декаметар.

Будући да Земља има сразмерно веома ниску температуру од 14.3°С (параграф 64), њено је зрачење тамно, приближно између таласних дужина од 3 μ до 100 μ. У овим границама нема никакве јаче апсорпције од било кога атмосферског гаса, са изузетком озона, који има јаку апсорпциону траку око 9—10 μ, и угљен диоксида, са интензивном апсорпционом траком од 12 до 16.3 μ. Несравњено је важнија, у томе погледу, водена пара, која показује интензивну апсорпцију унутар много ширих граница таласних дужина: изразита трака око 2.7 μ и 6.27 μ, широка трака са слабијим осцилацијама од 9 до 34 μ, врло јаке апсорпције при 50 μ, 58.5 μ, 66 μ и 79 μ.

Земља се, као што је споменуто, дејством сунчева и атмосферска зрачења, загрева и издаје дуготаласно зрачење. То израчавање било би још јаче да нема атмосфере, која — са своје стране — апсорбује велики део терестриског зрачења и тада, такође загрејана, и сама издаје зрачење. Према земљиној температури (T = 287.3°) и под претпоставком да је Земља потпуно црно тело, биће, по Стефановом закону, Q = 0.56 г-кал. Разлика између овог броја и стварног (ефективног) израчивања, са просечном вредношћу од 0.16 г-кал, мерило је о величини противзрачења атмосфере, које је — по томе — 0.40 г-кал. Зрачење са земљине површине је делимично надокнађено тим „противзрачењем", тако да би се атмосфера могла сматрати као нека врста стаклене баште за топлотну енергију земљине површине. Противзрачење сачињавају тамно зрачење атмосфере и облака у њој. Водена пара има у томе највећи значај, јер она готово искључиво апсорбује земљино дуготаласно зрачење, и издаје га.

Земљино зрачење је највеће при ведром времену, јер је противзрачење тада слабо. Чим се наоблачи, противзрачење се повећа. Земљино је зрачење уопште тим слабије, што су нижи облаци, а при магли се смањи до минимума.

Најбоље нам је познато стварно, ноћно, зрачење тла. Просечне вредности, при ведром времену, мењају се од 0.12 до 0.24 г-кал/мин. цм², и повећавају се са висином, као што се види из ових примера:

Шпицберг, вис. 1049 м	0.15 г-кал/мин. цм²
Абиско (Сев. Шведска) 388 м	0.12
Давос 1561 м	0.19
Цирих 477 м	0.12
Зонблик 3106 м	0.20
Беч 220 м	0.15
Пуна (Индија) 564 м	0.24

Противзрачење атмосфере је у свима местима веће, отприлике двапут веће од земљина зрачења, а мења се у границама од 0,19 до 0.46 г-кал/мин. цм². Оно се са висином смањује, али много више но што се зрачење тла са висином повећава.

Баур и Филипс су прорачунали величине израчивања и противзрачења за ширинске појасеве и дошли су до ових резултата за годину:

појасеви	0°—10°	10°—20°	20°—30°	30°—40°	40°—50°	50°—60°	60°—90°	сев. шир.
израчивање	0.109	.118	.134	.132	.118	.106	.088	г-кал/мин. цм²
противзрачење	0.557	.542	.502	.461	.416	.375	.316	г-кал/мин. цм²

По овим вредностима излази да се земљино зрачење повећава од полутара до субтропских ширина, услед све веће ведрине неба, а према половима се нешто брже смањује, док се противзрачење атмосфере од полутара стално смањује према већим ширинама. Али се мора рећи да досадашњи резултати испитивања још нису сигурни, јер још није довољно позната спектрална расподела дуготаласног зрачења водене паре.

37. **Биланс зрачења.** — При испитивању биланса зрачења у систему Сунце—атмосфера—Земља обично се поступа на следећи начин: Земља прими, просечно, на горњој граници атмосфере за време једног минута на површину од квадратног центиметра оволику количину зрачне енергије Q

$$Q = \frac{I_0 R^2 \pi}{4 R^2 \pi} = \frac{I_0}{4}. \tag{35}$$

У тој једначини је I_0 соларна константа, R земљин полупречник. Пошто се периодске варијације сунчева зрачења, атмосферска и земљина зрачења у току дана и године изједначе у просечном годишњем дану, добиће се за њега оволика количина зрачне енергије, ако се узме да је $I_0 = 1.94$ г-кал у минуту на цм²:

$$Q = \frac{1.94}{4} \times (24 \times 60) = 695 \text{ г-кал/цм}^2. \tag{35a}$$

То је број калорија који добија сваки квадратни центиметар земљине површине у току дана. Шта се даље догађа са том количином енергије, при њеном проласку кроз атмосферу, у којој настају правилно и дифузно одбијање, растурање и апсорпција, може се пратити у општим цртама, а нарочито помоћу дугогодишњих испитивања Ебета и његових сарадника. Питањем о билансу зрачења бавили су се у последње време Кајгара-

дови Баур-Филипс. Разлике у њиховим одређењима нису велике и стога су овде узете средње вредности из оба ова рада.

Ако се количина примљене зрачне енергије изрази у процентима, и означи са 100% (= 695 г-кал), ако се затим изведе одвајање у краткоталасни и дуготаласни удео, и ако се — потпуности ради — узму у обзир и преиначене топлотне количине вертикалним кретањима ваздуха и кондензацијом одн. испаравањем, добиће се

краткоталасно зрачење:

сунчево зрачење изван атмосфере	100%	
непосредно апсорбовано сунчево зрачење на земљиној површини	23	
посредно апсорбовано сунчево зрачење на земљиној површини...	17	
апсорбовано зрачење у атмосфери (и у облацима)	17	
непосредно сунчево зрачење одбијено облацима	27	албедо
дифузно рефлектовано из атмосфере у васиону	12	албедо
непосредно сунчево зрачење одбијено са земљине површине	3	албедо
посредно зрачење одбијено са земљине површине	1	албедо

дуготаласно зрачење:

зрачење топлоте са земљине површине	120%
пропуштен део земљиног зрачења у васиону	7
апсорбовано зрачење у атмосфери (и облацима)	17
зрачење атмосфере	146
од овога долази на:	
израчивање у васиону	50%
противзрачење	96

вертикално пренесена топлота:

издата топлота од земљине површине испаравањем и примљена топлота од атмосфере кондензацијом	20%
пренесена топлота конвективним струјама са земљине површине у атмосферу и обратно	4

Слика 14 показује како су наведене размене зрачења расподељене у простору од васионе до земљине површине, како се међусобно изједначују, и да ли су њихове релативне вредности позитивне или негативне. У билансу дуготаласног зрачења се увек полази од целокупног зрачења које полази са Земље (без одбитка противзрачења атмосфере). Таквим би се приказивањем, међутим, могао добити утисак као да је целокупно дуготаласно терестриско зрачење (σT_0^4 = — 120% сунчева зрачења изван атмосфере) апсорбовано у атмосфери. Али стварно није тако.

Да би се постигла равнотежа зрачења на горњој граници атмосфере, морало би примљеном сунчевом зрачењу од 100% одговарати и исто толико издавање зрачења са земљине површине и из атмосфере. Другим речима, морало би бити, осим енергије албеда од 43%, враћено у васиону још 57%. То се надокнађује у виду дуготаласног зрачења, од кога је 7% пореклом са земљине површине, а 50% из атмосфере. Тога ради се морало узети да терестриско зрачење износи 120%. Од овог земљиног тамног зрачења

буде у атмосфери задржано 113%, и то је њезино дејство „стаклене баште“, а атмосфера, опет, зрачи према земљиној површини 96% као „противзрачење“. Али се, на тај начин, у атмосфери стално задржи само 17% (=113-96) од тамног земљиног зрачења. Исто би тако и стварно терестриско зрачење било сведено на 24%, јер то је разлика између целокупног терестриског зрачења и противзрачења атмосфере (= 120—96).

Као последње струје зрачења долазе у обзир вертикална пренашања енергије, која настају испаравањем и кондензацијом (20% од доле нагоре и обратно) и конвективним струјама (по 4%).

Слика 14. — Целокупни биланс зрачења у просечној годишњој вредности, у процентима (по Баур-Филипсу и Кајгарадову)

Биланс зрачења се може сажето изразити овако:

Од просечне дневне количине примљена сунчева зрачења на горњој граници атмосфере

I	одбијено је облацима и земљином површином у васиону	209 г-кал	= 30%
	дифузно је одбијено у васиону	90 „	= 13%
	изгубљено за Земљу	299 „	= 43%
II	апсорбовано у атмосфери	118 „	= 17%
	употребљено за атмосферу	118 „	= 17%
III	доспело до земљине површине		
	непосредним сунчевим зрачењем	160 „	= 23%
	дифузним зрачењем атмосфере	118 „	= 17%
	употребљено за земљину површину ...	278 „	= 40%

По овом излази следеће:

I	изгубљено је за земљин топлотни промет ...	299 г-кал	одн. 43%
II	употребљено за загревање атмосфере	118 „	одн. 17%
III	употребљено за загревање земљине површине	278 „	одн. 40%
	укупно	695 г-кал	одн. 100%

Биланс зрачења, у правом смислу речи, изгледа овако:

примање	г-кал	%	издавање	г-кал	%
непосредно сунчево зрачење	160	23	терестриско зрачење	834	120
дифузно зрачење атмосфере	118	17	топлота испаравања	139	20
тамно зрачење атмосфере	667	96			
примање топлоте конвективним струјама	28	4			
укупно	973	140	укупно	973	140

На крају је потребно споменути да је биланс зрачења изравнат само у средњим вредностима дужег времена. У смењивањима дана и ноћи, лета и зиме повремено преовлађују чланови зрачења, а после њих чланови израчивања. У тим смењивањима се налази узрок дневним и годишњим токовима температуре.

Друга глава

ТЕМПЕРАТУРА И ТЕРМОМЕТРИ

38. **Појам о температури.** — Пре свега је потребно утврдити у каквој је вези температура са топлотом. Та два појма се врло често мешају у свакидашњем животу, док у физици имају различито значење и тачно одређен смисао. Температуром неког тела означено је у физици његово топлотно стање, и када се говори о променама температуре у ствари се под тим подразумевају промене у топлотном стању некога тела.

Блек је ту истину исказао крајем претпрошлога века и нарочито је истакао да количину топлоте у телу треба разликовати од његове „унутрашње силе“. Ако, на пример, у једном суду имамо килограм воде, а у другом суду три килограма, и ако су обе ове воде једнако топле, јасно је да ће три килограма воде имати трипут већу количину топлоте, него један килограм воде. А вода у оба суда има исто топлотно стање, исту температуру, ма да су количине воде, па и количине топлоте у тим судовима различите. По томе се види да је топлотно стање неког тела последица топлотне количине у њему. Кад оно прими одређену количину топлотне енергије, температура му се повећа за одређен степен; а температура му се смањи за известан степен, ако се телу одузме извесна количина топлоте. Али, у рачун улази и маса, јер ако се ова сразмерно повећа, моћи ће температура тела да остане непромењена, иако је примило већу количину топлоте.

Поред тога се, при упоређивању разних тела, показало да између примања топлоте и повећања температуре не постоји права сразмера. Неком ће телу бити потребна двострука, па и трострука количина топлоте да би му се температура, у истој запремини, повећала исто онолико, као код другога или трећега тела. Узрок томе неједнаком понашању између количине енергије и топлотног стања јесте неједнакост у специфичној топлоти разних тела.

Физички однос између топлоте и температуре је изражен једначином

$$Q = c_p \, Mt \qquad (36)$$

у којој је Q количина примљене или издате топлоте, t одговарајућа разлика у температури, M маса тела, c_p специфична топлота. По овој се једначини

одређује специфична топлота разних тела, која се односи на јединицу масе (тежине):

$$c_p = \frac{Q}{Mt}. \qquad (37)$$

Да би се добила специфична топлота за јединицу запремине, c_v, коју је Мах назвао релативном топлотом, мора се вредност специфичне топлоте за јединицу масе помножити са густином дотичног тела ρ, по чему је $c_v = c_p\, \rho$.

Да би се видело колико упливишу разлике у специфичној топлоти тела на промене у његовој температури изнеће се пример. Ако кубни центиметар ваздуха, слатке воде, кречњака и сувог песка имају исто топлотно стање, рецимо температуру од 15°C, и ако сваки од њих прими топлотну енергију од 10 калорија, тада би се температура ваздуха повећала за 59° према првобитној, слатке воде за 10°, кречњака за 13°, сувог песка за 31°, јер су им специфичне топлоте за јединицу запремине оволике: сув ваздух 0.1707, слатка вода 1.00, кречњак 0.77, сув песак 0.32 г-кал. То доводи до закључка да је количина топлоте квантитативна вредност, а одговарајућа температура квалитативна, која зависи од више чинилаца.

Човек, помоћу свога топлотног чула, има могућност да — у одређеним границама — утврђује разлике у топлотном стању разних тела, да их сврстава према повећању или смањивању топлотног стања, и да — код разних тела — одређује једнакост тих стања. При свем том нам топлотно чуло не омогућује да, изван тих одређења какво̂ће, можемо и квантитативно одредити степене топлотних стања, тј. да их можемо мерити. Ми разне топлотне квалитете разликујемо субјективно, према осећању, и означујемо их као студен, млак, врео, итд., а објективно, топлотним степеном (ступњем) или температуром.

39. **Термометар**. — Одавно је већ било запажено да код разних тела, упоредо са променом топлотног стања, настају и промене код других особина, на пример да им се мења густина, запремина, електрични отпор, итд., које одговарају разним чулним осећањима код човека.

Најзгодније је да се употреби промена у запремини тела, јер се ова, у највећем броју случајева, повећава са повишењем температуре, и обратно. Још Галилеј је, крајем 16 века, дошао на ту помисао, увидевши велику погодност овог начина за одређивање топлотних стања код неке материје, јер: 1) топлотно стање се може мерити, 2) даје се свести на дужине, 3) стање те материје нас се не тиче, пошто се могу отстранити сви остали чиниоци, и 4) могу се опазити и незнатне промене у топлотном стању. По томе се квантитативне разлике у запремини могу употребити за одређивање разлика у топлотном стању, односно у температури истог тела.

Лако је утврдити да се чврста тела, при загревању, сразмерно најмање шире; знатно се више шире течности, а највише, гасови. Стога би било најтачније да се за мерење температуре употребе гасови. Али, при томе настаје, бар засад, тешкоћа што запремине гасова зависе веома јако од притиска, у супротности са запреминама течних и чврстих тела. То је

узрок што се за мерење температуре обично узима жива, јер се, при променама свог топлотног стања, правилније шири и стеже од већине осталих течности, а не кваси зидове стаклене цеви.

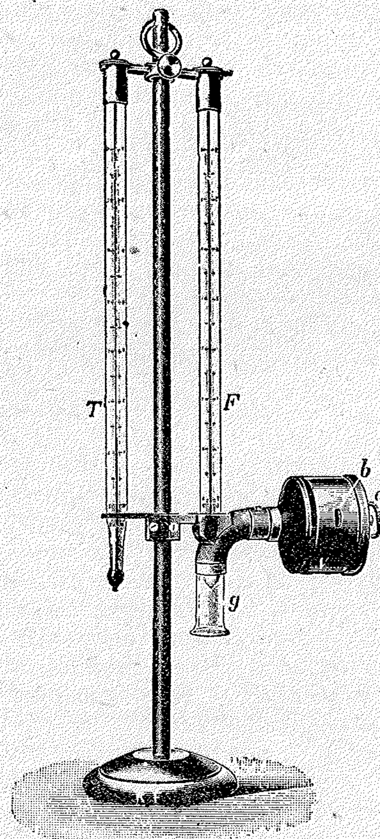
Инструменти који почивају на овом принципу зову се термометри (топломери) са живом (грч. ερμός = топао, μέτρον = мера). Термометар, у најобичнијем облику, зготовљен је од подуже стаклене цеви (око 35 цм), једнаког уског пресека (1.5 мм), на чијем је доњем крају издуван кугласт или цилиндричан суд. Тај суд се, са једним делом цеви, напуни чистом живом. Затим се пусти да се жива, загревањем, шири све дотле, док не испуни целу цев, а када се то догоди, цев се од горе затопи. На тај начин, у овој затвореној цеви не остане нимало ваздуха; то је важно, јер би иначе, под утицајем кисеоника, жива делимично оксидисала и упрљала се, док би, са друге стране, ваздушне честице могле ући у уску цев и онемогућити правилно ширење и стезање живе. Уски пресек цеви, у којој се налази жива, зато је потребан да би се и сасвим мале промене у запремини живе могле измерити, тј. да би се што тачније одредила температура.

На сваком се термометру мора извршити и подела на степене. Обично је уз термометарску цев причвршћена дугачка и око 2 цм широка бела стаклена плоча, на којој је унесена скала. Та плоча, заједно са термометарском цеви и судом, затворена је спољашњом округлом стакленом цеви. Температура тачке замрзавања воде означена је са 0°. За сваки степен изнад и испод нуле уреже се кратка водоравна линија, управно на термометарску цев. Сваки пети степен означен је дужом, а сваки десети степен још дужом водоравном линијом, код које се уреже и одговарајућа температура. Поред тога се код психрометра урежу кратки подеоци од по 0.2°, а код максималног и минималног термометра од по 0.5°. Навише од 0° степени су позитивни, означени знаком +, и имају све већу вредност, док су од 0° надоле, према суду са живом, степени негативни, означени знаком —, и имају све мање вредности. Последњи се морају увек означити знаком —, да би се знало да су то температуре испод тачке замрзавања, а позитивни знак се обично изоставља. Тако, на пример, 17.6° значи да је температура за 17.6° изнад тачке замрзавања, а —17.6° да је за толико испод тачке замрзавања.

Главни инструмент за мерење температуре у метеоролошким станицама вишег реда је психрометар (грч. ψυχρός = прохладан). То су два истоветна термометра, истог састава, дужине и поделе на степене, само је код једног термометарски суд обложен муселином или валом, да би се могао овлажити (слика 15). Стога се први зове „суви термометар“, којим се мери температура ваздуха (T), а други „влажни термометар“, којим се — посредно — одређује степен влажности ваздуха (F), и о коме ће се дати више података у параграфу 92. Влажни се термометар већином проветрава помоћу аспиратора или вентилатора *b*, који се навија кључем *a*. Оба се термометра проветравају код Асманова аспирационог психрометра и код т.зв. обртајног психрометра (thermomètre-frond), чиме је стварна температура ваздуха најтачније одређена.

Да би се измериле екстремне температуре, тј. највиша и најнижа настала температура у току једног дана, употребљују се максимални и минимални термометар (или максимум-термометар и минимум-термометар)

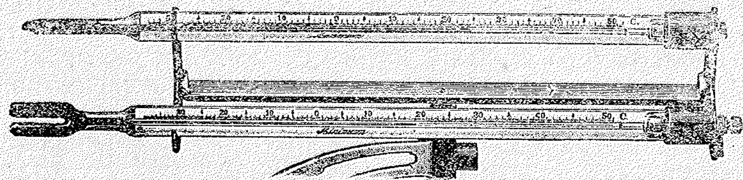
(слика 16). Оба се поставе у водораван положај, али тако да је, код првог, термометарска цев мало нагнута надоле, одн. да је суд са живом у нижем положају од горњег дела инструмента.



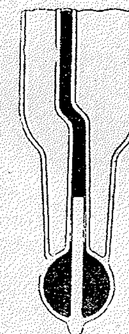
Слика 15. — Психрометар по Аугусту са аспиратором

Максимални термометар служи за одређење највише температуре која настане у току дана. И он је напуњен живом, али је цев, непосредно више суда, било јако сужена или је суд затопљен ужом стакленом шипчицом од пресека цеви а улази и у њу, тако да се тиме створи прстенаста суженост (слика 17). Кроз било коју од ових сужености жива продире при повећавању температуре, услед притиска ширења, и задржи се негде у несуженом делу цеви, које место одговара највишој температури. Али се, при насталом снижавању температуре, жива не може повући натраг без неке спољашње силе. Жива се на суженом делу откине, јер јој својствена кохезија није довољна да надјача трење на том суженом месту. Стога конац живе задржи и даље исту дужину, коју је имао при максималној температури. Да би се идућег дана могла опет одредити највиша температура, термометар се, по прочитаној температури, махањем руке неколико пута стреса, док се жива не спусти до положаја који одговара тадањој ваздушној температури.

Минимални термометар је другачијег састава, јер се жива мрзне при температури око —38.9°C. Зато се као течност узима алкохол (амилалкохол или етилалкохол), толуол или пентан. Тај термометар служи за одређење најниже температуре која настане у току једног дана. Да би се то омогућило, у термометарској цеви је смештена мала стаклена шипка са нешто задебљаним крајевима. Док се температура повећава, алкохол се шири и слободно пролази између зидова цеви и шипке, и не повлачи је собом. Међутим се, при снижавању температуре, алкохол стеже, односно згушњава, и кроз цев се враћа у суд, а када доспе до шипке, повлачи је собом, услед атхезије, тј. пријањања алкохола са шипком, све дотле док се температура снижава. При најнижој температури, која одговара највећем стезању и повлачењу алкохола у термометарској цеви, шипка се задржи, а при доцнијем загревању ваздуха и алкохола, остане на истом месту (слика 16 доле). Пошто се прочита топлотно стање, означено горњим, десним крајем шипке, термометар се окрене натрашке, главом надоле, и шипка се спусти до краја течности, не излазећи из ње. По томе се термометар стави опет у водораван положај.

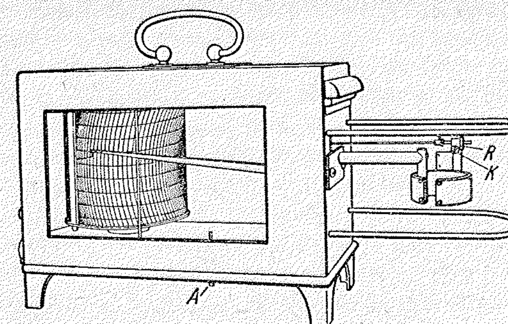


Слика 16. — Максимални (горе) и минимални термометар (доле).



Слика 17. — Суд са живом и доњи део цеви са суженим местом на максималном термометру

Ауторегиструјући инструменти, термографи, бележе непрекидно промене у ваздушној температури. За њих се употребљује или биметални прстен, са што различитијим коефицијентима ширења, на пр. бакар и никлени челик, или Бурдонова цев, чија је унутрашњост испуњена алкохолом. Прстен или цев су једним крајем причвршћени за држач, док се на другом крају налазе неколико повезаних полуга, са пером на врху, које преносе промене у ширењу или стезању прстена или цеви, под утицајем повећавања или смањивања ваздушне температуре (слика 18). Њих оцртава перо на термограмској хартији, која је обмотана око обима ваљка са часовним механизмом. Ваљак се у току једне седмице или дана окрене једанпут око своје осе. Тако се добијају тренутне промене у температури за сваки дан у току целе године. Намештање писаћег пера на тачну вредност температуре врши се дотеривањем дужине кретача помоћу навртња *R*.



Слика 18. — Термограф са биметалним прстеном

40. **Термометарске скале.** — Постављање термометарске скале сасвим је својевољно, и треба се само споразумети по коме би се начину одредиле основне тачке на скали, и како између ових треба спровести расподелу на степене. Као најкорисније се могу узети тачка мржњења и тачка кључања хемиски чисте воде при ваздушном притиску од 760 мм, сведеном на морски ниво и на нормалну тежу под 45° ширине. Од трију скала у којима су ово основне тачке, Реомирова скала се више не примењује у научној метеорологији, него једино још у бањама. Код ове је тачка смрзавања означена са 0°, тачка кључања са 80°R. У Целзиусовој скали је ознака за тачку срмзавања иста, 0°, а тачка кључања означена је са 100°C. Зато се зове и центезимална (сто-степенска) скала. Фаренхајтова скала, која је још увек у научној употреби код народа са енглеским језиком, дакле у Великој Британији, неким њеним доминионима и колонијама, и у Сједињеним Америчким

Државама, има тачку замрзавања воде при 32°, тачку кључања при 212°F, а отстојање између основних тачака износи 180°.

Прерачунавање једне скале у друге веома је лако, јер за то служе једноставне формуле. За прерачунавање Реомирових степена у Целзиусове имамо

$$n^0 R = \frac{5}{4} n^0C \text{ или } 1.25\, n^0C.$$

Обратно прерачунавање није потребно, јер се Реомирова скала више не употребљује. Прво је, напротив, нужно из разлога, што се ваздушна температура мерила у Реомировим степенима до краја 1870 године и у неким метеоролошким станицама које припадају нашој земљи.

Формула за прерачунавање Фаренхајтових степена у Целзиусове и обратно, изгледају овако:

$$n^oF = \frac{5}{9}(n^o - 32^o)C \text{ или } 0.555\,(n^o - 32^o)C;$$

$$n^oC = \frac{9}{5}(n^o + 32^o)F \text{ или } 1.8\,(n^o + 32^o)F.$$

На пример, треба претворити у Целзиусове степене 75°F и 20°F;
по формули је 75°F = 0.555(75° — 32°)C = 23.9°C,
или 20°F = 0.555(20° — 32°)C = –6.7°C.

По горњим једначинама је 1°C = 1.8°F = 0.8°R, а 1°F = 0.555°C = 0.444°R, док је 1°R = 1.25°C. Толике су вредности једног степена у три поменуте термометарске скале; највећа је у Реомировој скали, најмања у Фаренхајтовој. Таблица I у додатку показује претворене степене из Фаренхајтове у Целзиусову скалу од — 99° до 189°F, а таблица II претворене Реомирове у Целзиусове степене од 0° до 79°R.

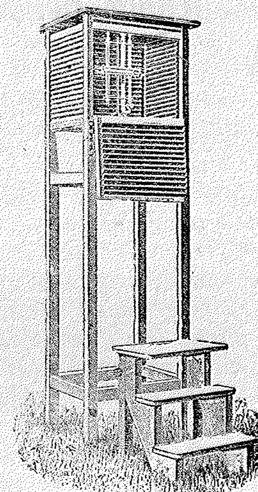
За многе сврхе се, нарочито за теориска термодинамичка и за аеролошка прорачунавања, употребљује т е р м о д и н а м и ч к а или а п с о л у т н а с к а л а, у којој нулта тачка одговара најнижој могућој температури од — 273°C (тачније — 273.2°C). Таква температура се зове а п с о л у т н а т е м п е р а т у р а, у једначинама обично означена са *T*. Оснивач ове скале је В и л ј е м Т о м з е н, доцнији Лорд К е л в и н, и рачунати степени од апсолутне нуле изражавају се као °K; дакле је, рецимо,

$$17^oC = (273+17)^oK = 290^oK.$$

Ови се изражавају и као апсолутни степени, °A, дакле 17°C = 290°A.

41. **Постављање термометара.** — На први поглед изгледа да се температура ваздуха може одредити без већих тешкоћа, али није тако. Стварно је то доста тежак проблем, који је тек у новије доба био решен. Ваздушна температура је тачно одређена када се између термометра и околног ваздуха успостави равнотежа, односно исто топлотно стање, али је то тешко остварити. Слободно изложен термометар се дању, под утицајем сунчева зрачења, загреје, те ће — по својој величини и саставу стакла — добити вишу

температуру од околног ваздуха, док ће ноћу — услед јачег израчавања — бити хладнији од ваздуха. Исто тако, термометар показује нижу температуру од ваздушне ако, после кише, остане мокар, јер му се одузима топлота за испаравање воде. Из ових се разлога термометри и неки други инструменти (хигрометар, термограф и хигрограф) поставе у т. зв. „термометарски заклон“, заклон од сунчева и земљина зрачења. Он је постављен на четири колца, око 2 метра изнад земљине површине; стране су му затворене двокраким преломљеним капцима, само се четврта, северу скренута страна, отвара приликом посматрања. Под и кров су тако зготовљени да ваздух улази сасвим слободно; оба имају по два зида, а кров је нешто нагнут према југу. Цео заклон је споља и изнутра обојен бело, а споља премазан лаком, да што више одбија зрачења (слика 19). На тај су начин термометри, по могућности, заклоњени од свих спољашњих утицаја, али их околни ваздух стално додирује; ваздух се око њих стално обнавља већ при најслабијем ветру.



Слика 19. — Термометарски заклон

Али и сам заклон мора бити постављен на месту, где на ваздушну температуру не утиче околина, дакле на слободном простору, далеко од високих зграда, каменог или асфалтног плочника и других предмета са којих би се могла одбијати топлота или који би спречавали слободно кретање ваздуха.

Да се ваздушна температура може мерити и при сунчеву сјају, кад нема никаквог заклона, употребљује се поменути обртајни психрометар, који се руком слободно обрће у ваздуху, као што се окреће чегртаљка. Тако се суд са живом стално доводи у везу са новим масама ваздуха, услед непрекидног брзог обртања. Температурна разлика између суда са живом и околног ваздуха се постепено смањује и после 7—8 минута нестане. Исто се постиже и аспирационим психрометром, код кога се крила на аспиратору окрећу око 8 минута, увлаче у себе све нове ваздушне масе, а са друге стране их пропуштају. Пошто је спољашњи метални оклоп овог инструмента углачан, он одбија све сунчеве зраке; унутрашњи зид се, зато, никад не загреје више од 0.1°C изнад температуре ваздуха.

Трећа глава

ЗАВИСНОСТ ПРИЗЕМНИХ ВАЗДУШНИХ СЛОЈЕВА ОД ТОПЛОТНОГ СТАЊА ЊИХОВЕ ПОДЛОГЕ

42. **Општи услови.** — У ранијем излагању се видело да велики део сунчевих зракова бива задржан у атмосфери (параграф 12 и 30), тако да је остатак зракова, који доспу до приземног ваздушног слоја, лишен свих оних саставних делова које им је атмосфера могла одузети. Ови зраци, тога ради, не могу више издати у ваздух готово никакву количину зрачне енергије. То разматрање доводи до важног сазнања да би се приземни слојеви ваздуха могли загрејати непосредним сунчевим зрачењем тек у најмањој мери. Напротив, зраци буду пропуштени кроз ниже ваздушне слојеве без знатнијег дејства, падну на земљину површину па им се ту зрачна енергија преобрази у топлоту.

Топлота — пореклом од сунчева зрачења — може, тек посредовањем земљине површине, проузроковати повишење ваздушне температуре. Земљину површину морамо, дакле, сматрати као стварног и непосредног извора топлоте за ваздух, који нас окружује. Поред тога, земљина површина не делује само као извор топлоте, него — на исти начин — и као извор хладноће; и то ноћним израчивањем топлоте кроз ваздух у простор васионе.

Да загревање и хлађење доњих слојева атмосфере полази одиста од земљине површине можемо се уверити и по чињеници, што дневно колебање температуре у слободној атмосфери, на висини од 1 км, није веће од 1.0° до 1.5°С, док је знатно веће непосредно изнад земљине површине. Разматрање биланса зрачења доводи до закључка да би се, за потпуно разумевање температурних промена у атмосфери, морали у првом реду узети у обзир услови загревања и хлађења земљине копнене и водене површине. Али се, при томе, мора претходно утврдити до колике дубине продире сунчево зрачење у копнене и водене масе, и какве се промене у топлотном стању догађају у горњим слојевима тла и водених маса. Јер, заиста, копнене и водене површине приме на истој географској ширини, и при другим истим условима (облачност, замућеност ваздуха, итд.), квантитативно исте количине зрачне енергије, али се квалитативно знатно разликују, услед различитих физичких особина. Због њих се копно дању брзо и јако загрева, ноћу брзо и јако хлади, док је на води супротно. Са друге стране, дејство сунчева зрачења продире у копну до сразмерно малих дубина, на

воденим површинама до знатно веће дубине. Најзад се дневно и годишње колебање температуре смањује, према дубини, знатно брже у копну, него на воденим површинама.

43. **Загревање и хлађење копна.** — Температуре копнене површине и горњих слојева тла важне су за разна климатолошка питања, али су врло потребне пољопривредним стручњацима, нарочито за мање дубине од 2 до 3 метра.

На збивања при загревању и хлађењу копнених маса највише утичу њихове физичке особине. Саставни делови копна, разне врсте стена и земаља, обично су слаби рефлектори, јер незнатан део примљеног сунчевог зрачења одбацују натраг у ваздух. Они јако апсорбују зрачну енергију, и не пропуштају је у дубље слојеве. Тиме се копнена површина може знатно загрејати. Код саставних делова копна нема ни промене у њиховом агрегатном стању, те се енергија не губи у виду латентне топлоте, осим у зимским месецима, када се тле, на већим географским ширинама, замрзава до мање или веће дубине. Поред тога, честице стена и земаља везане су за место, и не могу да постојеће топлотне разлике изједначе конвекцијом и мешањем, него само спорим провођењем. Напослетку, доста мала вредност специфичне топлоте саставних делова копна утиче на сразмерно брзо загревање и хлађење њихових површина.

Све ове чињенице доводе до закључка да највећи део сунчева зрачења буде на површини копна апсорбован и преображен у топлоту. Загревање копнене површине тим је јаче, што је већа сунчева висина изнад хоризонта, јер исти сноп сунчевих зракова падне на све мању површину. Топлота се шири у дубље слојеве тла само провођењем, али је проводљивост саставних делова копна врло мала, услед чега се споро и све слабије загревају, што је већа дубина.

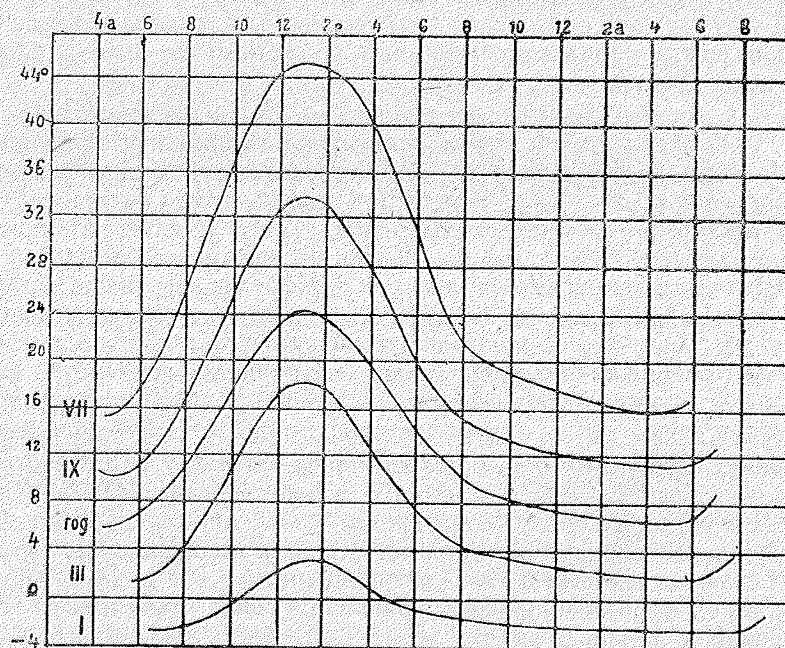
Неки подаци о специфичној проводљивости (калориметарском коефицијенту проводљивости) и термометарском коефицијенту проводљивости стена и земаља дати су на стр. 32—33 о специфичној топлоти за јединицу запремине на стр. 70. Али, поменути коефицијенти зависе и од растреситости, јер што је земљиште растреситије, тј. што је више ваздуха између појединих честица, тим су мањи. Услови се мењају и код влажне земље, јер што је земљиште влажније, тим му је већа специфична топлота. Код тресета је, из тих разлога, специфична топлота за јединицу запремине 0.83 до 0.97 г-кал, дакле врло блиска специфичној топлоти воде. Слично дејство има и биљни покривач, одн. пстрављено земљиште, пошто и оно смањује колебања температуре, нарочито у дневном периоду.

Најзад и сам изглед земљишта утиче донекле на јачину загревања. Тела мрких, затворених боја брже се и јаче загревају од тела отворених боја, услед неједнаке моћи апсорпције зрачне енергије. Пешчар и песак се већма загреју него, на пример, гранит или кречњак, не само због њихове доста мање специфичне топлоте. Храпаве површине се, исто тако, јаче загревају од глатких и светлих површина, јер ове више одбијају сунчево зрачење. Одбијање сунчевих зракова са голих стена или са снежних поља важно је за многа зимска лечилишта. Исти овај процес је, на банатској Великој Пешчари, при обалама Женевског Језера и другде, важан чинилац при зрењу грожђа у тамошњим виноградима.

а) Дневне промене температура. — Површински слој тла је, под утицајем сунчева зрачења и израчивања, неко време топлији, неко време хладнији, према томе који од ова два чиниоца надјачава. Овде је потребно истаћи да израчивање траје целога дана, у сва 24 часа, да се оно дању мења пропорционално са јачином сунчава зрачења, док се ноћу постепено и слабо смањује. Стога се топлотно стање површине тла мења, у току дана, овако: Од сунчева излаза до поднева се јачина зрачења повећава, упоредо са све већом сунчевом висином. Из тога се разлога и температура тла почне од јутра постепено повећавати, јер је истодобно израчивање знатно слабије. Сунце се, по подне, постепено спушта и у одређеном вечерњем часу зађе на западној страни видика. Загревајућа снага сунчева зрачења све више се смањује и у неком тренутку постане равна јачини израчивања. То је време у коме је дневно загревање површине тла достигло максимум. У доцнијим часовима све више надјачава израчивање, те се температура површине тла доста нагло смањује до сунчева залаза, а у току ноћи спорије и равномерније, јер тада влада искључиво израчивање. То ће се показати на примеру за Београд у просечним часовним вредностима за месеце јануар и јули (период 1902—1906):

часови	1	3	4	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	сред.	кол.
јануар	–2.0	–2.2		–2.4	*–2.5*	–1.2	1.8	**3.9**	2.7	–0.2	–1.0	–1.3	–1.7	–0.5	6.4
јули	17.6	16.4	*16.0*	16.2	24.0	35.0	43.9	**47.2**	44.8	36.9	26.0	20.8	18.9	29.0	31.2

Приложени дијаграм о дневном току температуре на површини тла у Београду за поједине месеце и за просечни годишњи дан (слика 20) приказује још јасније све услове. На апсциси су уписани часови дана, на ординати одговарајуће температуре. У цртежу се потпуно лепо истичу утицаји неједнаког трајања дана и ноћи. У јануару је инсолациони, сунчевим зрачењем изазван део знатно краћи од радијационог, земљиним зрачењем изазваног дела тока. У јулу је, међутим, обратно. Поред тога се из дијаграма види како инсолациони део постаје све изразитији и дужи од зимског према летњем солстицију, а радијациони део како постаје, у истом правцу, све стрмији и краћи. Ово је у вези с пропорционалношћу између интензитета сунчева зрачења и израчивања. Зато се, у кратким јулским ноћима, температура много брже снижава, него у дуготрајним јануарским ноћима.



Слика 20. — Дневни ток температуре на површини београдског тла у разним месецима

Најнижа температура на површини тла настаје у свима месецима око сунчева излаза, док највиша температура настаје у 13 часова, дакле један час иза сунчеве горње кулминације. Слично се збива и у свима другим местима.

Утицај разних врста површинског тла на дневни ток температуре показаће се такође на примеру Београда за месеце април и јули (период 1904—1906):

	април: песак	хумус	трава	јули: песак	хумус	трава
сред. вредност	14.2°	13.5°	12.6°	29.7°	28.1°	26.0°
минимум	5.4	5.5	5.2	15.7	15.3	15.1
максимум	27.9	26.7	24.5	48.4	45.5	42.0
колебање	22.5	21.2	19.3	32.7	30.2	26.9

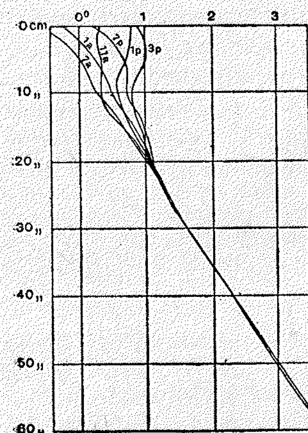
Постојеће разлике у температури углавном су последице неједнаке специфичне топлоте песка, хумуса и потрављеног тла. Она се повећава према реду ових површина. Зато површина песка има највеће вредности и највећа дневна колебања температуре, а потрављена површина најмање вредности и најмање колебања. Најнижа температура настаје у времену око сунчева излаза, највиша, у 13 часова, на потрављеној површини у 12 часова.

Загревање дубљих слојева тла догађа се овако: Један део сунчева зрачења, који падне на земљину површину, употреби се на њено загревање, а остатак буде проведен у непосредно дубљи слој. У њему се опет неки део употреби на загревање, а остатак буде проведен у непосредно дубљи слој. То се тако збива и даље. Али, то значи да ће сваки дубљи слој бити све мање и све доцније загрејан, према условима на површини тла. Утицај дневног провођења топлоте ретко се где осети до дубине од једног метра. Та дубина зависи од величине дневног колебања температуре на површини тла, одн. од јачине сунчева зрачења у подне, јер се упоредо са овом мења и јачина ноћног израчивања. Зато се дневне промене температуре зими осете до мање дубине, него лети. Тако се, у Београду, дневно колебање температуре смањи до 0.1° у јануару у дубини око 25 цм (слика 21), а у јулу, до исте вредности, тек у дубини око 50 цм (слика 22).

Али, чим Сунце зађе, интензитет његова зрачења спадне на нулу. Од тог тренутка има само терестриског зрачења, и промене су обрнуте од оних у дневним часовима. Прво почиње издавати магазинирану топлоту површина тла, али се тиме расхлади. Сада почне издавати топлоту непосредно дубљи, топлији слој од површинског, али се тиме и он расхлади. То исто се збива и у даљем току ноћи: све дубљи слој почне издавати топлоту

и хладити се. Али, то значи да ће сваки дубљи слој бити све мање расхлађен и да ће се почети све доцније хладити од површине тла.

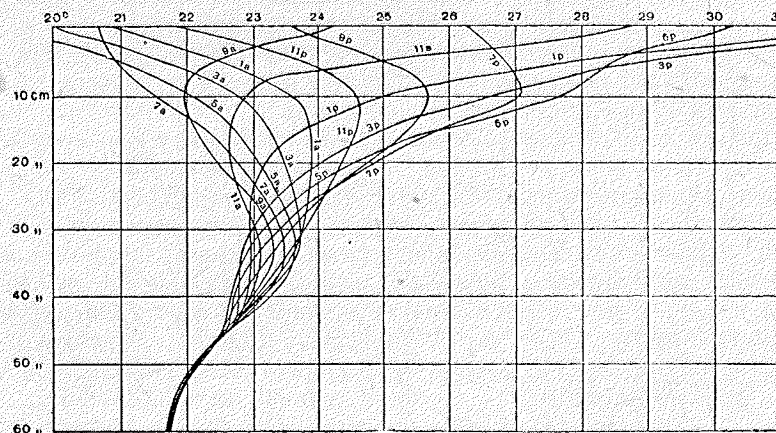
Све ово доводи до закључка да се времена настанка највише и најниже температуре са дубином закашњавају, према онима на површини тла, а исто тако да се са дубином смањује и дневно колебање температуре, као што је поменуто раније.



Слика 21. — Дневни ток температуре у београдском тлу, у јануару

Слике 21 и 22 дају очигледан пример о продирању топлоте у тле. Оне показују расподелу температуре у непарним часовима дана за месеце јануар и јули, по мерењима у Београду 1901—1906 год. Линије којима је та расподела приказана зову се т а у т о х р о н е (грчки ταὐτά = то исто; χρόνός = време), јер су то стварно истовремене температуре у разним дубинама тла. Дневно колебање температуре на површини тла износи у јануару 6.52°, у јулу 28.97°, а у дубини од 1 цм (то је горња страна цртежа) 1.38° одн. 12.08°.

Зими је цео систем таутохрона нагнут према вишим, лети према нижим температурама. Тај нагиб је изазван утицајима годишњег температурног тока. Али је опште повећање температуре према земљиној унутрашњости сасвим опажљиво у јануару; у јулу то почиње у доста већој дубини, из разлога што је површина тла јако загрејана, а само се у ноћним часовима пролазно охлади до ниже температуре од оне у дубљим слојевима тла.



Слика 22. — Дневни ток температуре у београдском тлу, у јулу

б. Г о д и ш њ е п р о м е н е т е м п е р а т у р а. — Горњи слој тла, отприлике до дубине од 60 цм, у коме има дневних промена у топлоти, не издаје од пролетње равновневице надаље све апсорбовано сунчево зрачење, него сваког идућег дана, и све више, остане неке залихе топлоте у томе слоју. Стога се температура у њему повећава, а нагомилана топлота буде провођена према већим дубинама. Површина тла се све више загрева, а максимум достигне пред крај месеца јула, око пет седмица иза летњег солстиција, јер све дотле инсолација још надјачава радијацију. Температура се од тада постепено смањује, јер сунчева кулминациона висина бива све мања, а најнижа вредност настане у јануару, око три седмице после зимског солстиција, јер дотле радијација још надјачава инсолацију. Догађају се, дакле, сличне промене као у току дана, само што су трајања периода различита.

Примери о годишњем току температуре на голој површини тла изнесени су у таблици 11.

Таблица 11. — Годишњи ток температуре на површини тла.

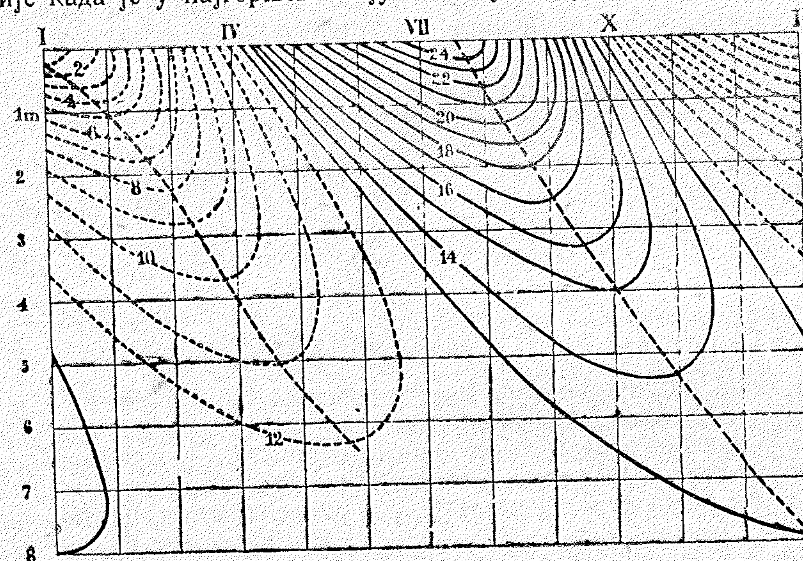
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	колеб.
Слуцк (код Лењинграда) 59.7° сев., 10 м													
—10.3	–10.3	–6.1	2.0	12.3	17.4	19.4	15.7	9.2	3.5	–2.5	–6.7	3.6	29.7
Београд 44.8° сев., 132 м													
— 0.5	2.8	7.8	13.5	20.8	24.3	29.0	27.7	20.3	11.9	5.6	1.0	13.7	29.5
Лахоре (Индија, Панџаб) 31.6° сев., 213 м													
10.5	14.2	23.5	32.7	38.6	40.3	38.9	37.5	35.7	25.8	16.2	10.9	27.1	29.8

Ова места су, приближно, на отстојању од по 15° ґеогр. ширине, па су лако упоредљива. Разлика у температури најхладнијег и најтоплијег месеца је између свака два места око 10°C, па стога је и годишње колебање температуре на површини тла ова три места готово исто. Тле се у сваком од тих места врло нагло загрева у пролећу, а исто се тако нагло хлади у току јесени.

Према дубини се збивају сличне промене у температури, као и у дневном периоду, и из истог узрока. Дубина, у којој ће престати колебање температуре, може се одредити математички, јер приближно одговара другом корену периода загревања и хлађења. Та сразмера је за дан и годину $\sqrt{1} : \sqrt{365.24} = 1 : 19$, тј. дубина непроменљиве температуре је у дневном току око 19 пута мања, него у годишњем, што прилично одговара стварности. Тако се, приближно, дневна колебања температуре осећају у београдском тлу до дубине од 65 цм, а у годишњем току до 13.5 метара. Годишње колебање температуре у разним дубинама београдског тла је оволико: 1 цм 24.8°, 20 цм 23.0°, 50 цм 20.°0, 1.5 м 13.4°, 3 м 6.9°, 6 м 1.6°, 9 м 0.41°, 12 м 0.13°.

Слика 23 показује, помоћу изоплета (грч. ἴσος = једнак, πλῆθος = обилност, количина), одн. линија које везују исту температуру у разним временима и дубинама, како се температуре мењају, у току године, од површине тла према дубини. У цртежу је, истодобно, претстављена вертикална расподела температуре у било коме месецу, као и годишњи ток температуре у било којој дубини. Треба рећи да линије, изнад којих су означени месеци (горе на апсциси), одговарају средњем датуму сваког месеца, па би се могао одредити и вертикални распоред температуре за поједине раније или доцније датуме, бар у размацима од десет дана. У дијаграму су уцртане две испрекидане линије, које полазе од времена најниже и највише температуре у приземном слоју тла, па се према дубини

пружају косо, све више надесно, што је већа дубина. Њима су означене минималне и максималне температуре у појединим дубинама тла, а уједно и то како се са дубином померају на све доцније време. Тако се, на пример, најнижа температура појави у дубини од 4 метра у априлу, у дубини од 8 метара у јулу, у 12 метара у октобру, док највиша температура настане у дубини од 4 метра у октобру, у дубини од 8 метара у јануару, у 12 метара у месецу мају. Види се, дакле, да је у дубини око 8 метара најхладније када је у најгорњем слоју тла најтоплије, и обратно.



Слика 23. — Изоплете температура тла у Београду

Све остале линије у слици 23 су изоплете. Њихов број и отстојање у вертикалном правцу мерило је за пад температуре. Управне линије, какве владају између фебруара и априла са једне, а августа и октобра са друге стране, значе да је овде издавање или примање топлоте престало, а одговарајућа доба означују прелаз од преовлађујућег израчивања према преовлађујућем сунчевом зрачењу и обратно.

Средње највише и најниже температуре тла у Београду су, са ознаком месеца, у мањим дубинама оволике:

дубина м	0.01	0.10	0.20	0.30	0.50	0.90
најхладн. месец	0.2 I	0.5 I	1.0 I	1.6 I	2.9 I	4.3 II
најтоплији месец	25.0 VII	24.5 VIII	24.0 VIII	23.8 VIII	22.9 VIII	21.9 VIII
колебање	24.8	24.0	23.0	22.2	20.0	17.6
год. температура	12.8	12.6	12.55	12.5	12.65	12.9

За зимске месеце је карактеристично да се тле замрзава, на већим ширинама чешће и до веће дубине, као и у местима дубоко у копну, него на мањим ширинама. Тако су, у Београду, средња јануарска минима температуре 1905 била у појединим дубинама оволика:

дубина	1	5	10	15	20	30	40 цм
сред. мин.	- 3.66	- 2.52	- 2.36	- 1.55	- 1.20	- 0.56	0.39°C

Снег је целог јануара покривао земљу, а мраза је нестало у дубини око 36 цм. Међутим, да није било снега, мраз би продро до много веће дубине, што се стварно и догађало. У таблици 12 унесена су апсолутна минима температуре у разним дубинама, у периоду 1902—1906, као и подаци о апсолутној дубини до које је било мраза. Као што се из таблице види, мраза може бити у београдском тлу од новембра до марта, дакле од позне јесени до раног пролећа.

Таблица 12. — Апсолутна минима температуре у разним дубинама београдског тла

дубина цм	1	5	10	15	20	30	40	50	60
новембар	—3.8	—3.9	—3.4	—1.7	—0.1	1.7			
децембар	—3.7	—1.4	—0.7	—0.1	0.1	0.2			
јануар	—8.3	—8.2	—6.3	—4.8	—4.2	—2.7	—1.1	—0.3	0.5
фебруар	—4.4	—3.8	—3.1	—2.0	—1.7	—0.8	—0.7	—0.2	0.4
март	—0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.4	

По овим подацима излази да је, у новембру и децембру, мраза било до 20 цм дубине, у јануару и фебруару до 52—53 цм. У марту температура колеба, у доста дебелом слоју тла, око тачке замрзавања, тако да би се и за овај месец могла узети као гранична дубина мраза 20 цм. Али, треба нарочито подвући, да је у овом периоду од пет година апсолутни минимум ваздушне температуре износио — 17.0°, док је у другим годинама апсолутни минимум ваздушне температуре био — 25.5° у фебруару, — 26.2° у јануару, па би мраз у београдском тлу могао продрети можда и до једног метра дубине.

Познато је да је латентна топлота топљења леда 79.5 кал за грам леда. Ако би се замрзао слој тла дебљине d и садржине воде s, ослободила би се количина топлоте од $79.5 \times ds$, а исто би се толико топлоте утрошило, ако се тај слој тла раскрави.

На крају треба нешто рећи и о утицају шума на промене у температурама тла. Зна се да се у шумама велике количине топлоте утроше на разне хемиске промене и на испаравање, тако да на загревање тла остаје мања количина топлоте, па су из тих разлога летњи утицаји јачи од зимских. У Немачкој су, на пример, просечне разлике између температуре шума и поља у дубини од 60 цм оволике (+ = шумско тле топлије): јануар + 0.4°, април — 0.8°, јули — 3.0°, октобар — 0.7°, година — 1.0°C.

в. Годишњи биланс топлоте у тлу. — Да би се одржала термичка равнотежа, и да би просечна годишња температура остајала непроменљива, мора у току просечне године сва примљена топлота сунчевим зрачењем бити издата израчивањем. Треба сад покушати да одредимо колико је у тлу магазинирано топлоте у току летње половине године, јер толико исто треба вратити у простор васионе за време зимске половине године. При томе се поступа овако: Прво се одреди у коме месецу слој тла до одређене дубине има просечну најнижу и највишу температуру. Тада се за та два месеца испишу, за иста дубинска отстојања — у овом случају од по једног метра — средње температуре од површине

до одређене дубине, све ове се саберу и поделе са бројем уписаних температура. Тако добијене вредности означују најнижу и највишу средњу температуру целог слоја тла, а помоћу разлике између те две температуре добија се релативно мерило о промету топлоте у тлу. Годишње колебање температуре престаје у београдском тлу у дубини од 14 метара. Збир свих температура до те дубине износи у фебруару 167.9°. Када се он подели са 15, добиће се средња фебруарска температура целог овог слоја од 11.2°. У најтоплијем месецу августу, збир свих температура је 220.5°, а средња температура целог слоја 14.7°. По томе је разлика у температури ових екстремних месеца 3.5°. Да би се ова вредност могла изразити у калоријама, мора се знати специфична топлота београдског тла. Београдско тле, до 14 м дубине, састављено је од црнице, пескова и глине, па би специфична топлота за јединицу запремине свакако била око 0.5 г-кал, узимајући у обзир и вероватну влажност тла. На тај је начин годишњи промет топлоте Q у београдском земљишту

$$Q = 3.5 \times 1400 \times 0.5 \times 10 = 24.500 \text{ кг-кал/м}^2.$$

Први је број температурна разлика, други је дубина у центиметрима, трећи, специфична топлота, а четврти служи за прерачунавање г-кал/цм² у кг-кал/м². По томе би се годишњи промет могао изразити и као 2450 г-кал/цм².

Годишњи промет топлоте је углавном већи на вишим географским ширинама, мањи на нижима, а најмањи је у полутарској области. Тако је у Слуцку (близу Лењинграда) годишњи промет топлоте 2800 г-кал/цм², у Упсали (Шведска) 2270, Паризу 1600, Тифлису, јужно од Кавказа, 2500, Лисабону 1700, Тревандруму (јужни део Индије) 426 г-кал/цм². Поред тога, промет топлоте зависи и од специфичне топлоте тла. Промет је, при свим другим истим условима, тим већи, што је већа специфична топлота земљишта.

О промету топлоте у копну може се уопште рећи да је у газдовању са њом распикућа: брзо и врло јако се загрева, али исто тако нагло и јако издаје топлоту. То нарочито вреди за површински слој тла, који се, из поменутих разлога, одликује великим годишњим колебањем топлоте.

44. **Загревање и хлађење водених маса.** — Водене масе имају сасвим другачије физичке особине од копнених маса. Вода, пре свега, спада међу она тела која највише одбијају сунчево зрачење, па стога тај део не учествује уопште у загревању водених маса. Вода је исто тако сразмерно дијатермана, пропушта топлоту а не загрева се, те сунчеви зраци, постепено слабљени, продру до великих дубина. Вода прилично и апсорбује сунчеве зраке, али се један део од те топлотне енергије употреби на испаравање, а тиме је загревање водених површина ослабљено. Међутим су највеће разлике у томе, што водене честице нису везане за место, и што вода има највећу специфичну топлоту, те се стога најмање загреје и расхлади, ако су сви остали услови исти. Последње вреди у потпуности само за слатку, хемиски чисту воду. Јер, у морској води има растворених соли, те јој се специфична топлота смањује према садржини соли. Тако, морска вода са сланошћу од 26‰ има специфичну топлоту од 0.97, а са 39‰, специфичну топлоту од 0.953 г-кал, одн. за 3 до 5% мању од специфичне топлоте слатке воде.

Вода се, због свију њених наведених особина, у току дана и године споро и слабо загрева и хлади. Зато су температурна колебања на воденим површинама мања, него на истим географским ширинама копна; али се колебања температуре осете у воденим масама до знатно веће дубине и у току дана, и у току године. Главни извор за топлоту у водама је продирање сунчева зрачења.

а. *Дневне промене температура.* — Водена површина апсорбује одређени део сунчева зрачења, које се при томе преобрази у топлоту. Ове загрејане честице воде постају тиме специфички лакше и одржавају се на површини све постојаније, што се јаче загреју. Тога ради издају своју топлоту дубљим, хладнијим слојевима готово искључиво провођењем, али је оно толико споро да се дању осети тек до дубине од 40 центиметара, а у току године приближно до 7 метара. Дубљи се слојеви загревају поглавито непосредним продирањем сунчева зрачења. Ипак је један део тих зракова увек апсорбован и преображен у топлоту, те служи за повећање температуре у слоју непосредно испод водене површине. У већу дубину продре остатак, али и од њега буде мали део апсорбован и употребљен за повишење температуре у том дубљем слоју. Исто се догађа и даље, према већим дубинама. На тај се начин утицај продирања топлоте на загревање водених маса осети у току дана до дубине око 20 метара, дакле знатно дубље него у тлу. Температура *слатких* водених маса се, тога ради, постепено снижава са дубином.

Другачије је код *загревања морских вода*, услед њихове сланости. При загревању морске површине настаје упоредо и испаравање, кога има и у слаткој води, али без онаквог утицаја као у сланој. Јер, со се, при испаравању, концентрише у загрејаном површинском слоју, и вода — услед тог згушњавања — постане специфично тежа, па мора да тоне до оне дубине у којој ће наићи на исту густину воде, али са другачијом температуром. На место овог слоја се издигне на површину непосредно дубљи, али нешто хладнији слој воде. И он се сада почне загревати, али се доцније и са њим збива исто, као и са прошлим загрејанијим површинским слојем морске воде. При томе се, дакле, развијају конвективне струје, и температура се, услед ових, почне донекле изједначавати у томе целом слоју морске воде.

Процеси при *хлађењу водених маса* су сложеније природе, делом због истовременог испаравања при израчивању топлоте, делом услед тога што слатка вода има највећу густину при температури од 4°C. А и хладнији ветрови знатно расхладе воду, ако дувају дуже време. Потребно је нарочито истаћи да је хлађење водених површина много делотворније од загревања, јер се може проширити до највећих дубина. Вода се на површини почне хладити чим Сунце зађе. Али се, при хлађењу, специфична тежина воде повећава, и расхлађени површински слој се спушта у дубину, док не наиђе на слој воде исте густине, а и исте температуре. На место овог слоја испне се до површине непосредно дубљи, и нешто топлији слој воде. Када се и овај довољно расхлади, спустиће се опет до одређене дубине, услед повећане специфичне тежине, а на његово место

испне се непосредно дубљи слој воде, са нешто вишом температуром. То се збива све до идућег сунчевог излаза. Као што се види, за време ноћи су развијене конвективне струје. Оне допиру тим до веће дубине, што јаче је и што дуже израчивање топлоте на воденој површини, а услед њих се температура изједначује све до веће дубине. Како се то догађа, показаће се на примеру, за неколико разних стања:

1) А 10.0	2) Б 9.5	3) А 9.2	4) Б } 9.0	5) А 8.7	6) Г 8.5	7) А }
Б 9.5	А 9.2	Б } 9.0	В }	Г 8.5	А }	Б } 8.2
В 9.0	В 9.0	В }	А 8.7	Б } 8.2	Б } 8.2	В }
Г 8.5	Г 8.5	Г 8.5	Г 8.5	В }	В }	Г } 8.0
Д 8.0	Д 8.0	Д 8.0	Д 8.0	Д 8.0	Д 8.0	Д }
Ђ 7.5	Ђ 7.5	Ђ 7.5	Ђ 7.5	Ђ 7.5	Ђ 7.5	Ђ 7.5

Тако се, постепено, све дубљи слојеви изједначе у својој температури. Главни чинилац код хлађења водених маса су такође конвективне струје, али са нешто промењеним дејством према истим струјама при загревању морских вода.

Поред конвекције, доприноси хлађењу водених маса и адвекција, мање-више водоравно струјање, које доноси расхлађену воду са обала према средишним деловима.

Дневно колебање температуре на површини језера умерених ширина обично није веће од 2.0° у просечној вредности. Средње дневно колебање на површини Женевског језера је 1.1°; најчешће је између 0.1° до 1.9°, а ретко кад се повећа до 4.4°C. Ф о р е л је, поред тога, за ово језеро дао и неколико других поучних подробности. При северној обали, на вожњи од Уши до Моржа, на отстојању око 10 км, опажене су, 27 маја 1880 у подне, разлике у површинској температури воде између 13.3° и 15.8°, дакле веће од просечног дневног колебања температуре. Та чињеница доказује да споредни чиниоци имају често већи утицај од главних чинилаца.

Дневни ток површинске температуре је на океану овакав (по подацима Д е ф а н т а и М а ј н а р д у с а):

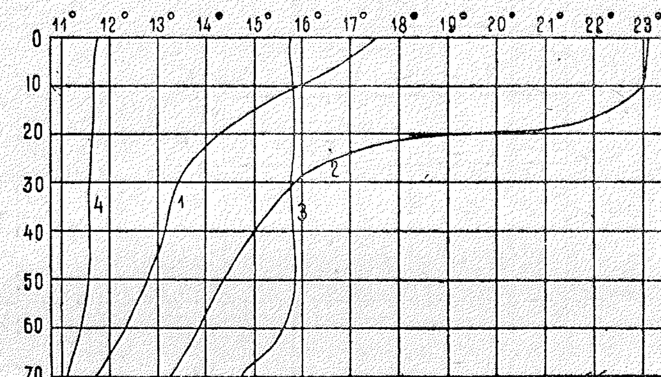
ширина	4 ч	8	12	16	20	24	средња	колебање
13°С—4°Ј	26.42	26.45	26.55	26.69	26.53	26.47	26.54	0.31
45°—55°Ј	3.49	3.61	3.75	3.74	3.66	3.51	3.62	0.26
55°—66°Ј	–0.08	–0.17	–0.22	–0.23	–0.14	–0.11	–0.51	0.15

Дневни ток температуре на површини океанских пучина је, као што се види, још неизразитији, него на језерима, па је и дневно колебање температуре знатно смањено; најчешће је мање од 0.4°, а ретко се повећа до 1.0°. Главни узрок томе је конвентивно струјање при загревању морских вода.

Водене површине имају најнижу температуру у зору, када су конвективне струје најразвијеније; највиша је око 15 часова, кадикад и доцније, знатно после сунчеве кулминације. Дневна колебања температуре се постепено смањују према дубини; у језерима нестају у дубини око 10—12 метара, у морима у дубини до 25 метара.

б. Г о д и ш њ е п р о м е н е т е м п е р а т у р а. — Загревање и хлађење водених маса у току године доста је сложеније од истих појава у копну, јер се у водама топлота пренаша у дубину делом провођењем,

а знатно већим делом продирањем сунчева зрачења, на напред описан начин, као и мешањем топлијих и хладнијих честица воде услед конвективних струјања. Међутим, чим почне хлађење водене површине, ступе у дејство јака вертикална кретања водених маса, која се могу проширити до знатних дубина, и тиме постепено снижавати температуру све дубљих слојева. Наравно, расхлађене честице са површине, које се спуштају у дубину, стално се додирују и мешају са околним топлијим честицама, што доводи до све већег изједначења постојећих разлика у температури површинских и дубоких слојева воде. Као пример може послужити Јадран, на профилу Анкона—Дуги Оток, око 80 км ЗЈЗ од Задра. Мерења су вршена неколико дана крајем сваког годишњег доба (просечно око 28 фебруара, 31 маја итд.), готово до дна, тј. до дубине од 70 метара. Расподела температура у разним дубинама приказана је таутохронама (слика 24). На апсциси овог цртежа унесене су температуре, на ординати дубине. Из слике се види како се температура, крајем пролећа (1), углавном смањује од површине према дну, али нарочито брзо до дубине око 30 м, а даље спорије. Температура је крајем лета (2) доста повећана у свима дубинама, али ипак највише на површини, а све мање према дну. Сасвим је другачија



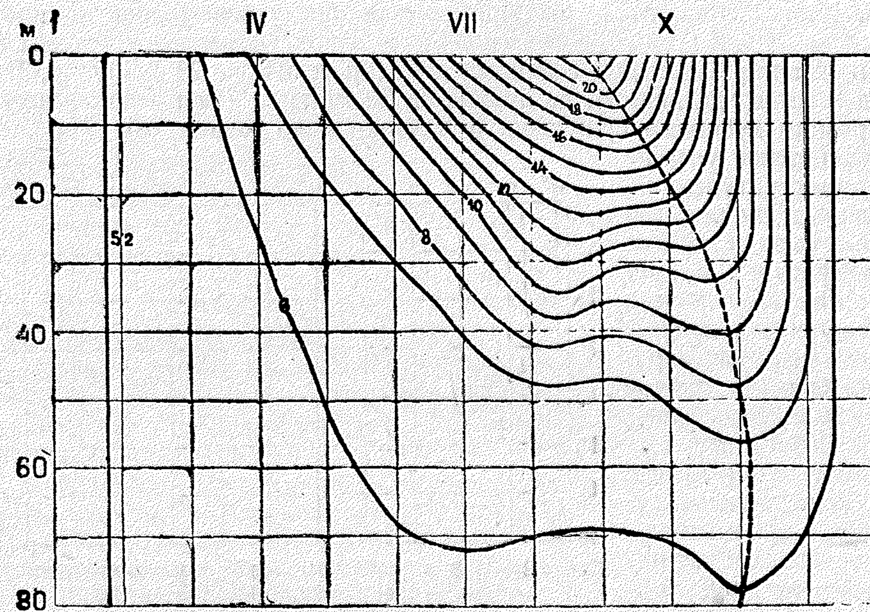
Слика 24. — Вертикална расподела (таутохроне) температура на Јадрану, око 80 км ЗЈЗ од Задра

расподела температуре крајем јесени (3). Израчивање у овом времену доста надјачава утицај сунчева зрачења, тако да су конвективне струје знатно развијене, што се огледа у приличном изједначењу температуре, приближно до 60 метара, а одатле се брже смањује према дну. Температура се, према условима пред крај лета, нарочито смањила у површинском слоју, а дубље све мање, те је отприлике од 30 метара наниже чак виша, особито у близини дна. Морска површина се, од краја јесени, све више хлади, температура се изједначује у свима дубинама, али је у целој воденој маси све нижа, што је ближи крај зиме (4).

Исте се промене у температури јављају и у с л а т к и м в о д а м а, у језерима на нижим географским ширинама (у Европи код већине дубоких језера јужно од Алпа). Као карактеристичан пример могу послужити изоплете температура у Женевском Језеру (дубоко 339 м), по испитивањима Ф о р е л а (слика 25). Из ње се јасно види како, од почетка јануара па готово до краја марта, влада подједнака температура од 5.2° до 6.0° све до 80 метара дубине. Изоплете су управне од краја октобра до краја децембра до све веће дубине, што значи да је то прелазно доба од преовлађујућег сунчевог зрачења према преовлађујућем израчивању и

изотермији, тј. изједначеној температури у свима дубинама. Испрекидана коса линија, која полази од највише температуре на површини, означује времена највише температуре која настаје у разним дубинама. Ако се ова слика упореди са сликом 23, видеће се колико су велике разлике према годишњој расподели температура у разним дубинама тла.

Дубока језера на умереним ширинама, у Европи северно од Алпа, имају лети вишу, зими кадикад нижу температуру од 4.0°, па се у летњим месецима температура према дубини смањује, у зимским се месецима сла-



Слика 25. — Изоплете температура у Женевском Језеру

бије повећава, а у одређеном добу јесени и пролећа се температура изједначи од површине до дна. То изједначење температуре од површине до дна настаје тим раније, што је већа географска ширина, и што је језеро плиће, и обратно. Температур у разним дубинама Циришког Језера (дубина 143 м) су, на пример, крајем јануара и почетком августа оволике:

датум:		25 I	3 VIII	колебање
дубина	0 м	0.2°	19.7°	19.5°
	40	3.5	5.2	1.7
	120	4.0	4.0	0.0

Језера на великим ширинама, или на високим планинама умереног појаса, имају — на својој површини — нижу температуру од 4° или равну овој. Одговарајући томе, температура је у дубини обично виша, него на површини. Највећи број таквих језера се зими замрзава, а лед на њима траје према локалним условима. Бајкалско Језеро, на пример, високо 520 метара, дубоко 1430 метара, залеђено је од јануара до половине маја.

По целом излагању следује да се колебања температуре смањују са повећањем дубине, нарочито нагло у најгорњим воденим слојевима. Као пример ће се навести колебања температуре на два места у Јадрану

дубина у метрима	0	10	20	30	50	100	500
око 80 км ЗЈЗ од Задра	11.3	10.8	7.2	4.2	2.8		
око 90 км ЈЗ од Дубровника	10.2	9.1	4.2	2.4	0.7	0.3	0.1

Годишња колебања температура на површини Јадрана су, дакле, већа од 10°С. Толико велика колебања температуре на површини карактеристична су за затворена мора, која нису у непосредној вези са океаном. Годишње колебање температуре још је веће на површини Балтичког Мора, 17°, а у још затворенијем Црном Мору износи 20° до 24°. Доста је мање колебање при океанским обалама, које се мења од 6° до 12°, док је на пучинама знатно смањено, али зависи од географске ширине: од полутара до умереног појаса се повећава, па се затим опет смањује:

ширина	0°	10°	20°	30°	40°	50°
год. колеб.	2.3°	2.4°	3.6°	5.9°	7.5°	4.7°

Језера имају на својој површини отприлике исто годишње колебање температуре као у затвореним морима, али је код дубоких језера мање, него код плитких језера, услед зрачења са њихова корита.

Најзад се површина водених маса одликује знатним задоцњавањем појаве екстремних температура иза зимског и летњег солстиција: зими чак два и по месеца, дакле у фебруару или марту, лети око осам седмица, дакле половином августа. Гдегде се максимум температуре појави тек у септембру.

в. Годишњи промет топлоте у води. — Водене масе имају врло велики промет топлоте услед продирања сунчевих зракова, конвективних струја, и своје велике специфичне топлоте. Али и код њих вреди углавном исти закон, као код копнених маса, да се годишњи промет топлоте смањује од већих према мањим географским ширинама.

Основа за прорачунавање топлотног промета у воденим масама иста је као и за копнене. На пучини Јадрана, око 80 км ЗЈЗ од Задра, средња температура воденог слоја од 70 метара дубине била је у фебруару 11.50°, у августу 17.13°, по чему је разлика 5.63°. Годишњи промет топлоте на томе месту је, дакле, 5.63×7000×1 = 39410 г-кал/цм² или 394.100 кг-кал/м². Да би се видело колико дејство има оволика количина топлоте, навешће се пример. Познато је да је кубни метар ваздуха тежак 1.293 кг, а специфична топлота ваздуха при сталном притиску да је 0.2396, па ће на тај начин бити потребно 0.3098 кг-кал (= 1.293×0.2396) да се кубни метар ваздуха загреје за 1°. Количина топлоте од 394.000 кг-кал била би довољна да у току половине године (= 182 дана) загрева око 700 м висок стуб ваздуха изнад морске површине за 10°, јер је 394.000 : (0,3098×10×182) = = 699.

Годишњи промет топлоте износи на Балтичком Мору (до 55 м дубине) 52.000 г-кал/цм², на Црном Мору (73 м) 48.200, на пучини Ријечког Залива (67 м) 47.500, на Средоземном Мору 42.400 до 37.100 г-кал/цм². Нешто

је мањи топлотни промет у дубоким језерима: Женевско Језеро (60 м) 35.000, Комо Језеро 33.500 г-кал/цм².

О промету топлоте у воденим масама може се уопште рећи да су, у газдовању са њом, велике штедише: споро се и слабо загревају, али зато нагомилавају топлоту за случајеве нужде, тј. за времена преовлађујућег издавања топлоте, што се збива ноћу и у зимској половини године. Велика залиха топлоте утроши се тек крајем зиме, и грејање ваздуха топлом морском водом завршено је. Сем тога је у воденим масама сакупљено око 12 до 32 пута више топлотне енергије, него у копненим масама, просечно за двадесет пута више. Да би се значај ове чињенице истакао још јаче, мора се опет поновити да океани, са затвореним морима, покривају преко две трећине од целе земљине површине. Океани могу, по томе, више утицати на температуру ваздуха изнад континената, него ови на ваздушну температуру изнад океанских предела.

45. **Загревање и хлађење ваздуха у зависности од подлоге.** — Температура ваздуха следује, углавном, истовременим променама топлотног стања на површини оне материје изнад које се налази, дакле копнене или водене површине. У параграфу 42 је истакнуто да загревање и хлађење доњих атмосферских слојева настаје тек посредовањем топлотних стања на земљиној површини. Али, да би се збивања код загревања и хлађења ваздуха боље разумела, треба и овде посмотрити главније његове физичке особине. Веома је важно, што је чист ваздух скоро потпуно дијатерман, пропушта сунчеве зраке, а при томе се готово нимало не загреје. Он је, даље, врло лош проводник топлоте, тако да се топлота у ваздуху провођењем веома споро распрострањује. Поред тога, ваздушне честице нису везане за место; оне се непрекидно и кудикамо брже и лакше мешају једне са другима од исто тако покретних честица воде. На тај се начин постојеће разлике у температури ваздушних маса прилично изједначују. Ваздух се, из свих ових разлога, доста споро и незнатно загрева и хлади, у супротности са необично малом специфичном топлотом. Ова је под константним притиском 0.2396 г-кал, при константној запремини 0.1707 г-кал, дакле несрављено мања од специфичне топлоте воде, а знатно мања од специфичне топлоте разних стена и земаља.

Укратко ће се прегледати како се ваздушне температуре мењају изнад копнених и водених површина, и указати на њихове узроке.

а. Промене у температури ваздуха изнад копна. — При загревању површине копна се нешто загреје и најнижи ваздушни слој, непосредно изнад земљине површине, делом спорим провођењем, делом и зрачењем. Али, те загрејане честице ваздуха постану, услед тога, специфично лакше, уздижу се на веће висине, односећи собом и примљену топлоту, а на место њих спуштају се ка земљи теже и хладније честице. Сада се и ове почну загревати, у одређеном тренутку постану толико лакше да се почну уздизати, носећи и примљену топлоту, а на њихово место се спуштају специфично теже, и хладније, честице ваздуха са већих висина. Тако се, дању, развијају конвективне струје, које су тим јаче и изразитије, што јаче је загревање површине тла. Топлије и хладније честице ваздуха, које учествују у тим кретањима, стално се мешају једне са другима, те помало уједначују температуре на разним висинама. Ипак се

у нижим слојевима атмосфере успоставља такво стање да се температура снижава од земљине површине према висини. Другим речима, копнена површина је дању и лети, дакле у добима кад сунчево зрачење надјачава израчивање, топлија од приземних ваздушних слојева.

Други чиниоци делују ноћу и зими. Површина копна се почне хладити по сунчеву залазу, и то тим јаче, што се даље улази у ноћ. Пошто да су честице приземног ваздуха сада топлије, оне ће своју топлоту проводити ка расхлађеној површини тла. Али, пошто је топлотна проводљивост ваздуха знатно мања од проводљивости саставних делова копна, тај утицај ваздуха осетиће се тек до висине око 3 метра. Много је важније зрачење топлоте ваздушних честица према расхлађеном тлу. Оне се, при томе, веома расхладе, због врло мале специфичне топлоте, а површину хладног тла готово ништа не загреју. На тај се начин развија у атмосфери такво стање да се, у приземним слојевима, температура повећава од површине тла према висини, тј. настаје инверзија температуре (параграф 61). Другим речима, копнена површина је ноћу и зими, дакле у добима несметаног израчивања, хладнија од приземних слојева ваздуха.

Како све ове промене почињу на површини копна, па се преносе у приземне ваздушне слојеве, мораће колебање температуре да се смањује од земљине површине навише, а најнижа и највиша температура требало би да настану у доцније време према екстремним температурама на копненој површини. Као пример могу послужити дневне промене температура у Београду (период 1902—1906) у просечном годишњем дану (таблица 13).

Таблица 13. — Дневни ток температуре у приземним слојевима ваздуха и на површини тла у Београду; средњи годишњи дан 1902—1906

часови	1	3	5	7	10	13	14	16	19	22	кол.
ваздух 2 м	8.67	8.12	7.78	9.65	13.55	16.11	16.17	15.16	11.35	9.62	8.39
„ 1	8.50	7.96	7.60	9.66	13.92		16.50	15.14	11.19	9.43	8.90
„ 0.4	8.17	7.64	7.32	9.70	14.01		16.38	15.26	10.85	9.09	9.06
повр. тла	7.32	6.87	6.55	9.73	19.34	24.01	23.01	18.65	10.71	8.38	17.48
разлика тле-ваздух	–1.35	–1.25	–1.23	0.08	5.79	7.90	6.84	3.49	–0.64	–1.24	

Овај пример показује да ваздух следује свима променама у топлотном стању површине тла, нарочито у току ноћи. Ваздушне температуре се, дању, не могу прилагодити наглом загревању површине тла, особито у најтоплијим часовима, из разлога који су наведени раније. Велике разлике у температурама тла и ваздуха, које се лети повећају чак до 15°, указују на турбулентна збивања при загревању, а мале ноћне разлике, на тиха збивања при хлађењу земљишта. Најнижа је температура на површини тла, у просечном годишњем дану, око 4 ч 30 м (6.47°), највиша у 13 часова, док у ваздуху настају доцније, у 5 сдн. 14 часова.

Још поучнији пример пружа дневни ток температура на разним висинама Ајфелове куле у Паризу. Изнеће се само подаци за јануар и јули, по посматрањима од 1890—1894 (таблица 14).

Таблица 14. — Дневни ток температуре ваздуха изнад Париза у јануару и јулу (1890/94)

часови	1	4	7	10	12	14	16	18	20	22	кол.
ј а н у а р											
ваздух 302 м	1.08	0.82	0.63	1.15	1.55	1.87	1.81	1.65	1.58	1.33	1.29
„ 197	1.25	0.97	0.77	1.12	1.88	2.58	2.58	2.19	1.91	1.62	1.93
„ 123	1.31	0.99	0.73	1.43	2.36	3.05	3.04	2.47	2.06	1.71	2.45
„ 2	0.72	0.43	0.27	1.67	3.24	3.84	3.29	2.15	1.55	1.21	3.57
ј у л и											
ваздух 302 м	14.46	13.62	14.06	16.24	17.72	18.38	18.55	18.00	16.83	16.03	4.97
„ 197	14.98	13.90	14.42	16.98	18.47	19.16	19.40	18.95	17.77	16.77	5.50
„ 123	15.10	13.99	15.11	17.92	19.46	20.01	20.13	19.56	18.25	17.03	6.20
„ 2	14.32	13.13	15.86	19.86	21.17	21.65	21.23	20.12	17.61	15.87	8.58
јануар, разлика између 2 и 302 м											
разлика	–0.36	–0.39	–0.36	0.52	1.69	1.97	1.48	0.50	–0.05	–0.12	
јули, разлика између 2 и 302 м											
разлика	–0.14	–0.49	1.80	3.62	3.45	3.27	2.68	2.12	0.78	–0.16	

Ови примери показују, у још знатно већој мери, како се ваздушна температура у току ноћи са висином повећава, а у току дана смањује. Врх Ајфелове куле је у јануару топлији од ваздуха на 2 м висине од 20 до 8 часова, дакле у току од 13 часова, док је у јулу топлији од 22 до 5 часова, дакле у току од 8 часова. Али се стварно види да је ноћу најтоплији ваздушни слој на висини од 123 метра, а одатле се температура постепено смањује са висином. Зими је граница инверзије отприлике на висини од 110 метара, лети на висини око 170 метара. То значи да се утицаји топлотног стања земљине површине осећају до знатних висина.

Дању се температура доста нагло смањује са висином, а максимум температуре се задоцњава. Највиша температура у приземном слоју ваздуха је у јануару у 14 часова, док на већим висинама настане у 15 часова. У јулу је највиша температура у приземном слоју ваздуха у 13 часова, а на већим висинама настане око 15 часова.

Слични услови владају и у годишњем току температуре, само су часови дана замењени годишњим месецима. У Београду је ваздух на 2 м висине топлији од површине тла од новембра до фебруара, а у осталим је месецима топлија површина тла. Пример Париза показује како се годишњи токови температуре мењају до још много веће висине:

месеци	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	кол.
ваздух 302 м	1.3	3.2	5.5	9.5	11.9	14.9	16.1	16.6	14.5	9.8	5.4	1.5	15.3
„ 197	1.6	3.8	6.1	10.1	12.5	15.6	16.7	17.2	15.0	10.4	5.8	1.7	15.6
„ 123	1.8	4.0	6.4	10.4	13.0	16.2	17.3	17.6	15.2	10.5	6.1	1.9	15.8
„ 2	1.6	3.9	6.5	10.7	13.4	16.6	17.6	17.7	14.7	10.0	6.0	1.7	16.1

Из ове таблице се види да врх Ајфелове куле има најнижу температуру у свима месецима. Тераса на висини од 197 м већином има нижу ваздушну температуру од приземног слоја, просечно за 0.5°, са изузетком децембра и јануара, када је температура иста на обе ове висине. Приземни слој ваздуха на висини од 2 м топлији је од ваздуха изнад друге терасе (123 м) од марта до августа, а у осталим је месецима хладнији. То значи, другим речима, да од септембра до фебруара влада инверзија у слоју око 120 м дебљине и у годишњем температурном току, само је она развијена сасвим слабо, што се види по незнатним разликама у температури.

По свему наведеноме излази да се ваздух загрева и хлади тек посредовањем копнене површине и у дневном, као и у годишњем току.

б. Промене у температури ваздуха изнад воде. — Водена површина утиче сасвим другачије на топлотно стање ваздуха изнад ње. Да би се то показало, изнеће се дневни ток температура на Атлатнском Океану, 30° сев. шир., за време лета:

часови	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	сред.	кол.
ваздух	18.9	18.9	19.0	19.2	19.6	20.2	20.6	20.6	20.3	19.7	19.3	19.0	19.6	1.7
повр. мора	19.8	19.7	19.7	19.8	20.0	20.1	20.1	20.2	20.1	20.0	19.9	19.8	19.9	0.5
разлика море—ваздух	0.9	0.8	0.7	0.6	0.4	–0.1	–0.5	–0.4	–0.2	0.3	0.6	0.8	0.3	

Повишавање температуре после сунчева излаза настаје сасвим споро, јер се знатан део примљене топлоте употреби на испаравање. Исто се тако температура сасвим споро снижава по подне и у току ноћи. То се најјасније огледа у дневном колебању температуре, које на океанској површини није веће од 0.5°. Готово исто се тако понаша и приземни ваздух у дневним променама свога топлотног стања, јер ни он — стварно — не показује велико дневно колебање температуре, свега 1.7°; али је оно ипак готово три и по пута веће, него на океанској површини, тј. његовој подлози. Најнижа температура на површини океана је, поред тога, између 3 до 5 часова, док је у ваздуху најнижа температура између 1 до 3 часа, дакле око два часа раније. Највиша ваздушна температура настане, такође, доста раније, него на океанској површини. Ваздух је, напослетку, ноћу хладнији, дању топлији од океанске површине, али разлика није већа од 1.0° ни у једном часу.

Овако велике разлике, према условима на копну, последице су физичких особина воде и ваздуха. Бројеви у последњем реду показују да је разлика у температури морске површине и ваздуха стално незнатна, као што је раније напоменуто. То је последица велике специфичне топлоте воде, а мале специфичне топлоте ваздуха. Велике разлике у ваздушној температури би се, тога ради, одмах изједначиле. Осим тога, по ноћним позитивним, а дневним негативним разликама између мора и ваздуха, излази да је последњи доста независан од своје подлоге. Физичке особине ваздуха могу се, изнад водених површина, испољити у самосталним дејствима, док се то не може рећи за ваздух изнад тла. Загревање и хлађење ваздуха изнад мора своди се на чисто зрачење приземног ваздушног слоја који је пун паре и честица соли. Ове дању апсорбују сунчево зрачење, које се ту преобрази у топлоту, и стога се температура ваздуха нешто више,

повећа према температури океанске површине. Ноћу се, услед израчивања тих честица паре и соли, околни ваздух хлади, и температура му спадне до испод температуре океанске површине.

Ипак је и ваздух изнад океана зависан од те подлоге тиме, што му се температура ни у једном часу не удаљава знатније од температуре водене површине. Ваздух изнад воде је, у томе погледу, зависнији од топлотног стања подлоге, него изнад копна.

Слични су услови и у годишњем току температуре океанске површине и ваздуха изнад ње. Као пример ће се узети Средоземно Море, између Крита и Либијске висоравни (око 33° сев. шир., 26° ист. дуж.):

месеци	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
ваздух	15.8	15.7	16.1	17.5	20.0	22.9	25.4	26.3	25.2	23.4	20.1	17.3	20.5	10.6
повр. мора	16.6	16.4	16.3	17.1	19.6	22.7	24.8	25.9	25.1	23.9	21.2	19.0	20.7	9.6
разл. м—в	0.8	0.7	0.2	–0.4	–0.4	–0.2	–0.6	–0.4	–0.1	0.5	1.1	1.7	0.2	

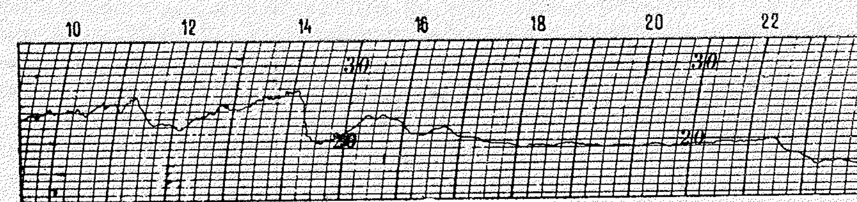
Подаци у овој таблици одиста сведоче да за годишњи ток вреди исто, што и за дневни, и ако су периоди трајања сасвим различити. Екстремне позитивне и негативне разлике у годишњем току температуре нешто су веће, него у дневноме току, просечно за 0.05°, али се ваздух и овде доста придржава топлотних стања на морској површини. Ипак је у зимској половини године хладнији, у летњој, топлији од морске површине, слично као у дневном периоду. Осим тога, најнижа температура у ваздуху настане месец дана раније, него на морској површини, док највише температуре мора и ваздуха падају у исти месец. Напослетку је годишња температура морске површине за 0.2° виша од ваздушне, као што је и у дневноме току. И то сведочи о некој зависности ваздушне температуре од подлоге.

Четврта глава

ПЕРИОДСКЕ И НЕПЕРИОДСКЕ ПРОМЕНЕ ТЕМПЕРАТУРЕ

I. Периодске промене ваздушне температуре

46. **Временски периоди код метеоролошких елемената.** — Најкраћи период код температурних промена у ваздуху почива на разликама од по једног часа, било да се температура посматра сваког часа на термометру, или да се изведе из термограма, на коме перо термографа бележи стално топлотна стања ваздуха. На тај се начин добија дневни период температуре. Термограф са оптицајем од 24 часа омогућава да се промене у температури одреде за још краће разлике у времену, бар од по десет минута. Помоћу тога се могу утврдити све неправилности у дневном току температура, које се не би могле видети из часовних вредности, чак и ако се прикажу графички. То се види из термограма Београда за 16 јуни 1905 год. (слика 26); у њему се, поред неколико мањих, нарочито истичу велики поремећаји између 11 до 13 часова, 14 до 17 часова и 22 до 24 часа.



Слика 26. — Термограм од 16 јуна 1905, по бележењима на Метеоролошкој опсерваторији у Београду

Нешто дужи период одговара разликама од по једног дана, који почива на средњим дневним температурама, и којим се добија месечни период температуре. Основе за још дужи, годишњи период температуре, јесу средње месечне температуре, одн. топлотне разлике од просечно 30 дана. Али се промене у годишњем току температура могу тачније одредити помоћу краћих размака времена, тј. помоћу 5-одневних или 10-одневних средњих температура, т.зв. пентада и декада. Прве се добијају тако, што се узму увек по пет узастопних

дана, дакле 1—5 јануар, 6—10 јануар, итд. све до краја године. У преступним годинама се дода пентади 25/II—1/III још 29 фебруар, али се тада збир свих шестодневних температура подели са 6. На сличан се начин поступа код декада. Код месеца са 31 даном узме се као последња декада 21—31 датум дотичног месеца, и збир свих дневних температура се подели са 11.

У неким земљама служе, као основе, разлике у времену од по 7 дана, дакле седмице, нарочито за пољопривредне и хигијенске потребе. Када се седмица употреби за јединицу, биће скуп од 13 седмица раван годишњем добу од три месеца.

Могу се узети још и дужи периоди, у размацима од по једне године, или размацима од по пет или десет година, али то су већ све климатолошки периоди.

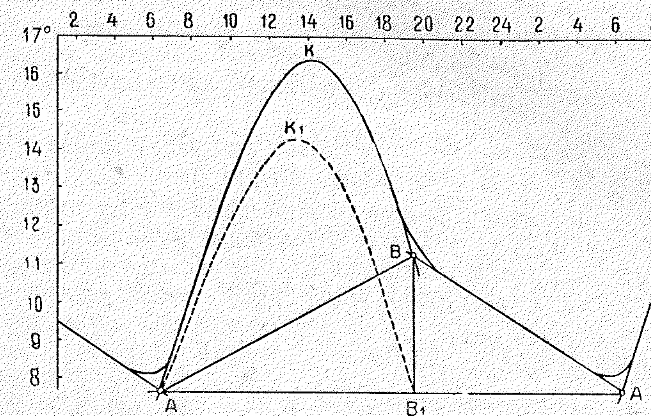
47. **Дневни ток температура.** — По теорији би требало да се температура од сунчева излаза до његове кулминације, тј. поднева, постепено повећава, а од кулминације до сунчева залаза да се постепено смањује. Температура би требала да је иста око излаза и залаза Сунца. Стварно је, међутим, другачије, јер — поред сунчева зрачења — истовремено делује и израчивање, које је пропорционално јачини првога. Ваздушна температура се, из тога разлога, повећава све дотле, док израчивање не буде надјачало интензитет сунчева зрачења, што се догоди око 14 часова. Температура се тек од тада почиње смањивати, али је при сунчеву залазу доста виша, него при излазу. Температура се, у току ноћи, споро и правилно снижава све до сунчева излаза. Да би се то објаснило треба поћи од теориских разматрања.

Б е ц о л д је поставио правило да Земља, у току просечне године, прими сунчевим зрачењем исто онолико топлоте, колико изда израчивањем. Исто би морало важити и за просечни дугогодишњи дан. Стога се може рећи да је примљена количина топлоте сунчевим зрачењем у току дана равна одузетој количини топлоте израчивањем. У слици 27 је, објашњења ради, приказан дневни ток температуре ваздуха у Београду спојеним средњим вредностима марта и септембра од 1894 до 1910 године. То су месеци око равнодневица, а њихове средње часовне вредности, времена највише и најниже температуре одговарају скоро потпуно токовима температуре у просечном годишњем дану. Теориски се облик добије ако се оба крака температурног дневног тока, код јутарњих и поподневних часова, продуже надоле као праве линије. Исто се тако ноћни део температурне кривуље може продужити правом линијом према вечерњим и јутарњим часовима, док се не пресече са две остале праве линије. Те тачке би, приближно, одговарале временима сунчева излаза и залаза, и јасно су обележене преломом у температурном току.

Теориски облик дневног температурног тока показује, у току ноћи, постојано и правилно снижавање температуре, које је претстављено линијом BA. Температуре се по њој смањују, за иста времена, у једнаким вредностима. На примеру се смање, у току целе ноћи, за 3.65°. Да би то било омогућено, а да се топлотна равнотежа не мења, морало би, у току дневних часова, бити толике залихе топлоте да се ваздушна температура

повећа за 3.65° од сунчева излаза до залаза. Под претпоставком да се залиха топлоте повећа за иста времена у истој количини, могао би се дневни прираштај залихе приказати правом линијом AB.

Али, ако за време сунчева зрачења не би била магазинирана топлота, температуре би, у дневним часовима, биле нешто ниже, и све ниже, што је доцнији час дана. Да би се то извело, треба између правих AB и AB_1 одредити, за сваки час, управно отстојање, па га за толико одузети од криве AKB. На тај се начин добије преиначен дневни температурни ток AK_1B_1, без икакве залихе топлоте. Тада би, при сунчеву залазу, владала иста температура од 7.75° као при његову излазу, а највиша температура би износила 14.25° (K_1), уместо стварне од 16.3° (K). Такви услови, међутим, имали би за последицу да температура остане непромењена у току целе ноћи, одговарајући линији B_1A, јер би се иначе равнотежа пореметила.



Слика 27. — Теориски и стварни изглед дневног тока ваздушне температуре по подацима Београда

Овај реконструисани облик сличан је и пропорционалан јачини сунчева зрачења у разним часовима дана. Осим тога је, због отстрањивања залихе топлоте, максимум температуре у њему помакнут на нешто раније време, од K на K_1, али и тада не на подне.

По свему се види да се у облику дневног температурног тока јављају два разнородна дела, један инсолационог, други радијационог типа, али да нису развијени толико правилно, као што би одговарали теорији. Прелаз из једног типа у други није означен преломом, него заобљенијом везом. Ти благи прелази настају у зору вероватно ослобађањем топлоте при образовању росе, а у вече стога, што је у тлу очувано још довољно топлоте, а можда и под утицајем вечерњег сутона.

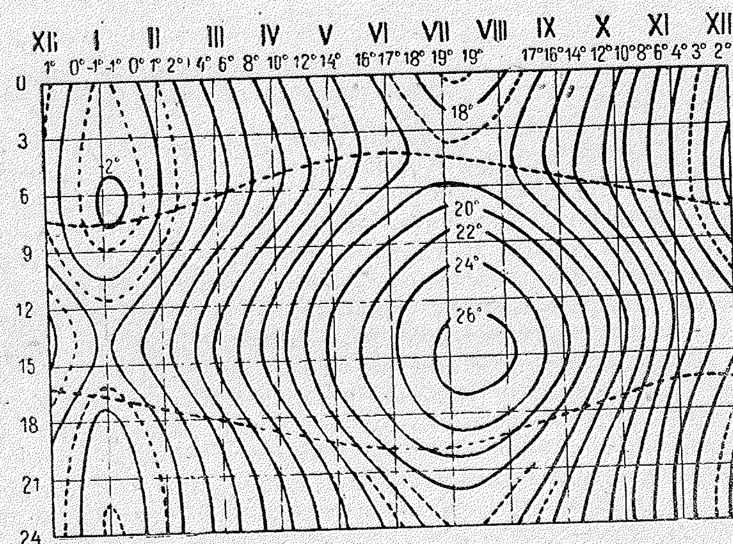
Услови се битно мењају од зиме према лету и обратно. Сунчево зрачење је у зимским данима кратко, крајем децембра мање од девет часова, интензитет зрачења је незнатан, радијациони део температурног тока јако продужен, ма да је само израчивање доста слабо. Последица тога је да се температура, у току дневних часова, повећа тек за неколико степена, док се у току ноћи сасвим споро снижава. У летњим данима је, међутим, супротно. На дневном току температуре на површини тла у Београду (слика 20) показало се какве се промене догађају у изгледу температурних токова од зиме према лету, а сличне прилике владају и у ваздуху.

Утицај копнене и водене површине на дневни ток ваздушне температуре такође је опширније изложен (параграф 45), те о томе не треба дати више података. Треба само обратити пажњу да дневни токови бивају све

изразитији, што је нижа географска ширина, али највећа колебања нема полутарски појас, што би одговарало теорији, него настају у суптропским крајевима, дубоко у унутрашњости копна, у сувим ведрим пределима, нарочито на висоравнима. Тако, четири места на висоравни у Јужној Африци (ср. вис. 1340 м), имају средње дневно колебање температуре од 16.2°, веће од годишњег колебања. Дневна колебања се смањују према половима, те у заливу Ренселар, на северозападу Гренланда, није веће од 0.7°.

Места на умереном појасу имају лети више тропски тип дневног тока температуре, а зими више поларни тип.

Графички приказ дневног тока температуре, као функције дневних часова, изнесен у слици 20, има два недостатка. Прво, зависност дневног тока од разних годишњих доба може се претставити само низом цртежа, који се стављају један више другог, те се стога не може сазнати како прелазе једни у друге. Друго, из тих се цртежа не може видети какво је термичко понашање одређеног часа дана у току свих месеца. Обоје се постиже



Слика 28. — Термо-изоплете ваздуха у Београду

ако се узме координатни систем и на ординати се унесу часови дана, на апсциси месеци, а на пресецима свих линија се упишу одговарајуће средње температуре. То је приказано термо-изоплетама за ваздушне температуре у Београду у периоду 1894—1910 (слика 28). Испрекидане линије означују времена сунчева излаза и залаза у току године.

48. **Средња дневна, месечна и годишња температура.** — У местима, где се температура мери сваког часа, добија се с р е д њ а д н е в н а т е м п е р а т у р а ако се све прочитане вредности у току целога дана саберу, а збир се подели са 24. При томе се полази било од 1 часа па до 24 часа, или од поноћи па до 23 часа. Разлика у средњој температури

између та два начина сасвим је неурачунљива. Још сигурније је одређена средња дневна температура ако се узму 25 часова, тј. почињући од једне поноћи па идући до идуће поноћи; али се у томе случају овим температурама да само половина од њихове вредности, дакле $(\frac{1}{2} 0ч + 1ч + 2ч + \ldots + 22ч + 23ч + \frac{1}{2} 24) : 24$. Могу се исте температуре одредити и по подацима са термограма, ако се — пре тога — изврше неке исправке.

Али је мало места не земљи у којима се посматрања чине свакога часа, а сразмерно је мало таквих места која су снабдевена ауторегиструјућим инструментима. Посматрања се, у највећем броју метеоролошких станица, врше трипут дневно. За Средњу Европу и околне крајеве су најповољнији часови 6, 14 и 22, у размацима од по 8 часова, од којих први одговара приближно времену најниже температуре, други, највише температуре, трећи времену средње дневне температуре. Међутим је рани јутарњи и позни вечерњи час често незгодан за посматраче, па је уобичајено да се посматрања врше у 7, 14 и 21 час. Најтачнија средња дневна температура се добије ако се вечерњем посматрању да двострука вредност, и добијен збир температура подели са 4; служи се дакле формулом $(7ч + 14ч + 2 \times 21ч) : 4$. За тропске станице је често боља формула $(7+14+21) : 3$. Ако би се посматрања вршила у другим часовима, морале би се постављати нарочите формуле, од којих би неке вределе за зимске, друге за летње месеце, треће, можда, за месеце у прелазним добима.

У нашој земљи се служи формулом $(7+14+2\times21) : 4$. Помоћу ње се, из просечних месечних часовних вредности, добијају средње дневне температуре које отступају тек до $\pm 0.1°$ од прорачунате средње дневне температуре на основу 24-очасовних вредности. Те разлике су нешто веће само за поједине дане, али се у току истог месеца изједначе.

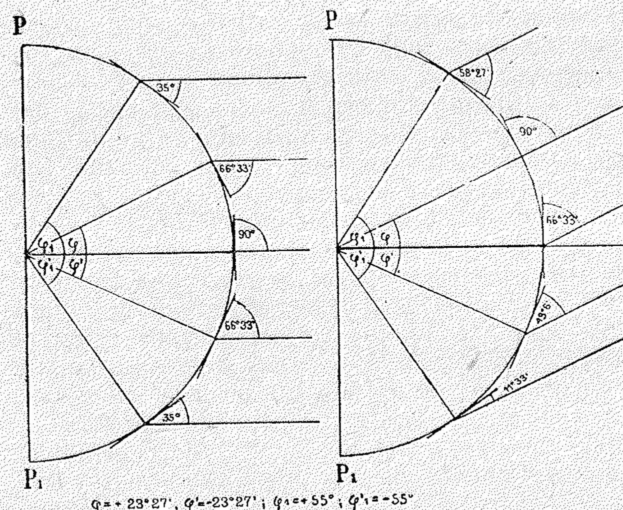
Прорачунавање средње дневне температуре даје могућност да подаци метеоролошких посматрања постану нешто прегледнији. Њом је изражено целокупно дејство сунчева зрачења и израчивања у току једног дана, и добила се већа метеоролошка јединица.

Средња дневна температура је основа за одређивање још већих јединица, средњих месечних и средњих годишњих температура. С р е д њ а м е с е ч н а т е м п е р а т у р а се добија сабирањем свих средњих дневних температура и поделом збира са бројем дана у томе месецу. На исти се начин одређује и с р е д њ а г о д и ш њ а т е м п е р а т у р а. Међутим се за ову добија готово исто толико тачна вредност, ако се саберу све средње месечне температуре и збир се подели са 12.

49. **Годишњи ток температура.** — Годишњи ток температура у приземним слојевима ваздуха условљен је земљиним кружењем око Сунца и нагибом њезине ротационе осе према еклиптици. Услед нагиба земљине осе, и привидних сунчевих кретања, Земља је подељена у пет топлотних појасева, а годишњи ток температуре је у разним појасевима различит. Да би узрок тих разлика био јаснији, треба поћи од сунчевог годишњег кретања по небу, према геоцентричком становишту.

Сунце је, при равнодневицама, у зениту изнад полутара. Тада полутарски предео прими највише топлоте, јер сунчеви зраци, у подне, па-

дају на њега управно, а веће географске ширине примају тим мање топлоте, што су ближе половима (слика 29 лево). Тако, на повратницима, сунчеви зраци падају под углом од 66°33′, на 55° геогр. шир. под углом од 35°. Сунце се, од пролетње равнодневице, све више помера према северу и 21 или 22 јуна, у подне, у зениту је изнад повратника, 23°27′ сев. шир. Полутар сада прими мање топлоте, јер му сунчеви зраци долазе под углом од 66°33′ (слика 29 десно). На северном повратнику зраци падају управно, под углом од 90°, али на јужном повратнику тек под углом од 43°6′. Услови постају све неповољнији према већим ширинама јужне полукугле, док на већим северним ширинама то није случај. Јер, истога дана у подне, сунчеви зраци падају на 55° сев. шир. под углом од 58°27′, дакле јаче загревају тај упоредник, него јужни повратник, док 55° југ. шир. обасјавају сасвим косо, под углом од 11°33′. Половину године касније, за време зимског солстиција, односи су супротни, јер сада примају исте ширине јужне полукугле много више топлоте од северних ширина.



Слика 29. — Висине Сунца у подне на разним ширинама при равнодневицама и летњем солстицију

Из ових се цртежа уједно види да полутар нема већих разлика у сунчевој подневној висини од 23°27′. Разлике бивају све веће према већим ширинама. На повратницима се сунчеве подневне висине мењају од 90°, при летњем солстицију, до 43°6′ у дану зимског солстиција, дакле за 46°54′. Одатле до стожерника разлике у екстремним сунчевим подневним висинама остају исте, свугде 46°54′, али је степен загревања све слабији, што је већа ширина. Поред тога, Сунце је, у целом тропском појасу, двапут годишње у зениту, а на повратницима само једанпут, у дану летњег солстиција. На полутару је сунчева висина при равнодневицама 90°, при солстицијима 66°33′. На већим ширинама је другачије. Прво сунчево зенитно стање настане све доцније иза пролетње равнодневице, што је већа геогр. ширина, а друго зенитно стање све раније од јесење равнодневице. Тим разликама настају типови годишњег тока температуре, који су сада разумљивији.

а. Утицај географских ширина. — Према горњим излагањима о променама сунчеве висине од полутара према половима и у разним временима условљене су и разлике у годишњим токовима температуре. У томе се могу разликовати четири основна типа: полутарски, тропски, умерен и поларни.

Полутарски тип се одликује незнатним променама температуре у току године, тежњом за два максимума топлоте иза равнодневица и два нешто прохладнија доба око солстиција. Као пример континенталног типа узет је Болобо, у Белгиском Конгу, а океанског типа Науру, на Гилбертовим Острвима (таблица 15). Али је правилност тока најчешће поремећена, било утицајем годишње расподеле падавина, било јачинама кише, или неким другим климатским чиниоцем, те се јавља само један максимум температуре, кадикад и други, сасвим слабо изражен.

Тропски тип има само један максимум и један минимум температуре, оба после солстиција, али је годишње колебање температуре још доста незнатно. И ту настају велики поремећаји под утицајем летњих, монсунских киша, тако да се највиша температура појави пре летњег солстиција, између априла и јуна, на пр. у Индији, јужном приморју Азије и Филипинских Острва, Мексику, Северној Аустралији, итд. Температура остаје прилично постојана за целог кишног доба, па се, по престанку кише, у неким местима опет нешто повећа, али се од идућег месеца већ почне снижавати. Нормални тип показује Јуренденци, место у унутрашњости Аустралије, и Ниује, на Тонга Острвима, а поремећени тип, Рангун, место при обали Бурме (таблица 15).

Тип умерених ширина има највишу и најнижу температуру после солстиција, обично у јануару и јулу на копненим, а у доцнијим месецима на приморским и океанским местима, као и код тропског типа. Али је годишње колебање температуре повећано, и то тим више, што је већа ширина. На умереним појасевима могу се јасно разликовати четири годишња доба, која су нарочито изразита на средњем делу ових појасева.

Ако се обрати пажња на температуру сваког месеца, уочиће се како се мало мења од децембра до фебруара са једне, и од јуна до августа, са друге стране. То су зимски и летњи месеци на северној полукугли земљиној, док је на јужној обратно. Знатно веће су промене у температури у прелазним годишњим добима: у пролећу се постепено повећава, у јесени се постепено снижава, али се ове промене пооштравају са повећањем географске ширине. У граничној области према тропима се постепено, скоро неприметно, прелази од зиме према лету и од лета према зими, док су у граничној области према поларном појасу прелази веома нагли. Стварног пролећа и јесени готово и нема.

Због велике ширине умереног појаса, и због великих разлика у температури које се у њему јављају, могу се издвојити три споредна појаса: субтропски, стварни умерени, и субполарни (субарктички и субантарктички). У сваком од њих океанска и приморска места имају мање годишње колебање температуре од континенталних места отприлике на истој ширини и незнатној разлици у висини. Три примера су дата за места у унутрашњости Сједињених Америчких Држава и Канаде (Телер, Сент Пол, Чипвајен), а по један за Канарска и Оркниска Острва на Атлантском Океану (Лас Палмас, Керквол) (таблица 15).

Поларни тип показује разлику према умереном типу у томе, што појава највеће хладноће — услед дужег трајања поларне ноћи — настане још доцније, у фебруару или марту (на северној полукугли), бар у близини мора, али је највећа топлота већином у јулу. Мора се, поред

тога, споменути да континенти не улазе далеко у поларни појас, и зато се не може развити изразит тип континенталне поларне климе. Најконтиненталније услове имају Верхојанск и Ојмекон, места у Источном Сибиру, а маритимне услове има место Карскије Ворота, на острву Вајгач (таблица 15).

Таблица 15. — Годишњи ток температуре на разним ширинама континенталних и маритимних крајева

Место	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
континентална места														
Болобо 2°10′С., 16°13′И., 330 м	25.6	25.0	26.1	25.8	25.6	25.5	25.2	25.6	25.8	25.2	25.0	24.9	25.5	1.2
Јуренденци 21°35′Ј., 138°34 И., 168 м	30.9	30.3	27.9	24.4	19.8	16.7	15.8	18.0	21.1	26.4	29.0	30.9	24.4	15.1
Телер 30°35′С., 97°20 З., 178 м	9.8	11.0	15.7	19.3	23.1	27.0	28.6	28.4	25.7	20.2	14.9	10.0	19.5	18.8
Сент Пол 44°58′С., 93°3′З., 255 м	–10.7	–8.8	–1.5	2.5	14.6	19.5	22.4	20.7	16.2	9.0	0.3	–7.1	6.8	33.1
Чипвајен 58°43′С., 111°9′З., 220 м	–24.8	–21.6	–15.1	–3.0	5.7	11.6	15.2	13.2	6.9	0.3	–9.8	–18.8	–3.3	40.0
Верхојанск 67°33′С., 133°24 И., 122 м	–50.1	–44.3	–30.2	–13.1	1.5	12.6	15.1	10.8	2.4	–14.6	–36.8	–46.5	–16.1	65.2
маритимна места														
Науру 0°32′С., 166°55′И., 5 м	27.4	27.6	27.7	27.9	27.9	27.8	27.5	27.6	27.8	27.8	27.7	27.6	27.7	0.5
Ниује 19°2′Ј., 169°55 З., 21 м	26.1	26.3	26.2	25.0	23.9	22.8	22.6	22.6	23.2	23.9	24.7	25.4	24.4	3.7
Рангун 16°47′С., 96°13 И., 12 м	23.7	25.2	27.3	29.4	27.9	26.4	26.0	25.9	26.2	26.7	25.7	24.2	26.2	5.7
Лас Палмас 28°6′С., 15°41′З., 9 м	17.2	17.1	17.6	18.3	19.6	21.4	22.3	23.2	22.6	21.9	19.7	17.9	19.9	6.1
Керквол 58°56′С., 2°45′З., 50 м	3.9	3.7	3.9	5.7	7.9	10.6	12.1	12.2	10.7	7.9	5.8	4.2	7.4	8.5
Карскије Ворота 70°24′С., 58°48 И., 11 м	–19.5	–20.0	–17.4	–12.8	–4.0	1.2	4.9	5.8	1.6	–3.2	–11.2	–17.0	–7.6	25.8

Подробније објашњење приложене таблице није потребно, јер се све главније разлике виде непосредно из самих бројева.

б. Утицај континенталности места. — Да су трајање и јачина сунчева зрачења једино меродавни за топлотне услове на Земљи, и да нема облака, ни неправилности у саставу и рељефу земљине површине, они би — на сваком месту — зависили једино од географске ширине. Сва места на истом упореднику имала би, у томе случају, исти облик годишњег тока температуре, исто колебање, исту средњу температуру сваког месеца и исту средњу годишњу температуру. Али, то није ни приближно случај. Раније је опширније изнето колико великих разлика има у променама температуре у ваздуху изнад водених и копнених површина. Ако сада узмемо неколико места на приближно истом упореднику, од којих су нека на океанском острву, нека при обали, нека у копну, али све удаљенија од океанске обале, видеће се како им се знатно мења изглед њиховог годишњег тока температуре. Јер, што је неко место удаљеније од океанске обале, тим више подлежи утицају физичких особина копнених маса. То ће се показати на примерима од Атлантског Океана до средишних

делова Азије, по средњем упореднику од 59° сев. шир. (таблица 16). Монек је место на Хебридским Острвима, Скуденес је лука при обали Норвешке, а сва остала места су у СССР.

Из ове се таблице види да готово исто оноликих разлика у годишњим токовима температуре има у правцу упоредника, као и у меридијанском правцу, за који су примери изнесени у таблици 15. Али, таблица 16 показује нарочити утицај океана на појаву најниже и највише месечне температуре. Минимум температуре се од Монека преко Скуденеса до Слуцког, Опсерваторије код Лењинграда, премешта од марта на фебруар и јануар, а максимум од августа месеца на јули. Сва даља места у унутрашњости имају најнижу температуру у јануару, највишу у јулу. Поред тога се најнижа температура много наглије смањује према унутрашњости копна, него што се највиша температура повећава. Чак је, у три последња места, највиша температура скоро иста. Последица тога је не само да се годишње колебање температуре повећава од океанских станица према онима у унутрашњости, него да се и средња годишња температура смањује у истоме

Таблица 16. — Годишњи ток температуре на профилу од Атлантског Океана до средишних делова Азије

Место	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
Монек 57°32′С., 7°42′З., 50 м	5.4	5.2	5.0	6.7	8.9	11.2	12.6	12.8	11.9	9.3	7.1	6.2	8.6	7.8
Скуденес 59°9′С., 5°16 И., 4 м	2.2	1.9	2.4	5.3	8.8	12.1	13.9	14.0	12.1	8.6	5.3	3.2	7.5	12.1
Слуцк 59°41′С., 30°29 И., 40′ м	–8.5	–8.4	–4.8	2.4	9.0	13.8	16.4	14.2	9.3	3.5	–1.8	–6.4	3.2	24.9
Вјатка 58°36′С., 49°40 И., 181 м	–15.1	–12.3	–7.0	1.6	9.9	14.9	18.1	14.9	8.6	1.1	–6.8	–12.3	1.3	33.2
Јенисејск 58°27′С., 92°6 И., 78 м	–22.2	–18.2	–10.6	–1.4	7.0	15.1	18.9	15.6	8.3	–1.3	–12.5	–20.0	–1.8	41.1
Њерчинскиј Завод 59°19′С., 119°37′И., 626 м	–29.8	–24.3	–13.9	–0.2	8.5	15.4	18.9	15.8	8.9	–1.7	–15.4	–26.2	–3.7	48.7
Уст-Мајскоје 60°25′С., 134°29 И., 100 м	–42.1	–35.9	–22.4	–8.3	5.6	14.4	18.7	14.4	6.7	–7.3	–27.2	–37.4	–10.1	60.8

правцу. О узроцима свих ових разлика писано је раније, тј. подробније су изнесени утицаји водених и копнених површина на промене у температури ваздуха (параграф 42 и 45), а на овом месту је указано како настају постепени прелази од чисто океанских према чисто континенталним условима.

в. Графички приказ годишњег тока температура. — Обично се претпоставља да је средњом месечном температуром уједно означена и температура средњег дана у дотичном месецу. Али и само размишљање, као и прорачунавања, показују да је средња температура најхладнијег месеца нешто виша, средња температура најтоплијег месеца нешто нижа од просечне температуре средњег дана (датума) у том месецу. Тако је у Хвару, на основу 60-огодишњих посматрања, средња температура јануара 8.41°, а средњег дана 8.15°, дакле је прва за 0.26° виша; средња температура јула је 24.76°, а средњег јулског дана 25.08°, дакле је прва за 0.32° нижа од друге.

Ако би хтели да годишњи ток температуре прикажемо дијаграмом, морале би се за то употребити температуре средњег дана у сваком месецу,

а не средње месечне температуре. У случају да не располажемо са средњим дневним температурама, које су изведене из дугогодишњих посматрања, него само са дугогодишњим средњим месечним температурама, требало би код ових извршити потребне корекције. Срезњевски и Клајбер су дали правила за прорачунавања тих исправака. Срезњевски је поставио једначину, која вреди за случај да се ток температура у једном месецу може претставити синусном кривом, дакле за месец са најнижом и највишом температуром, и која има овакав облик:

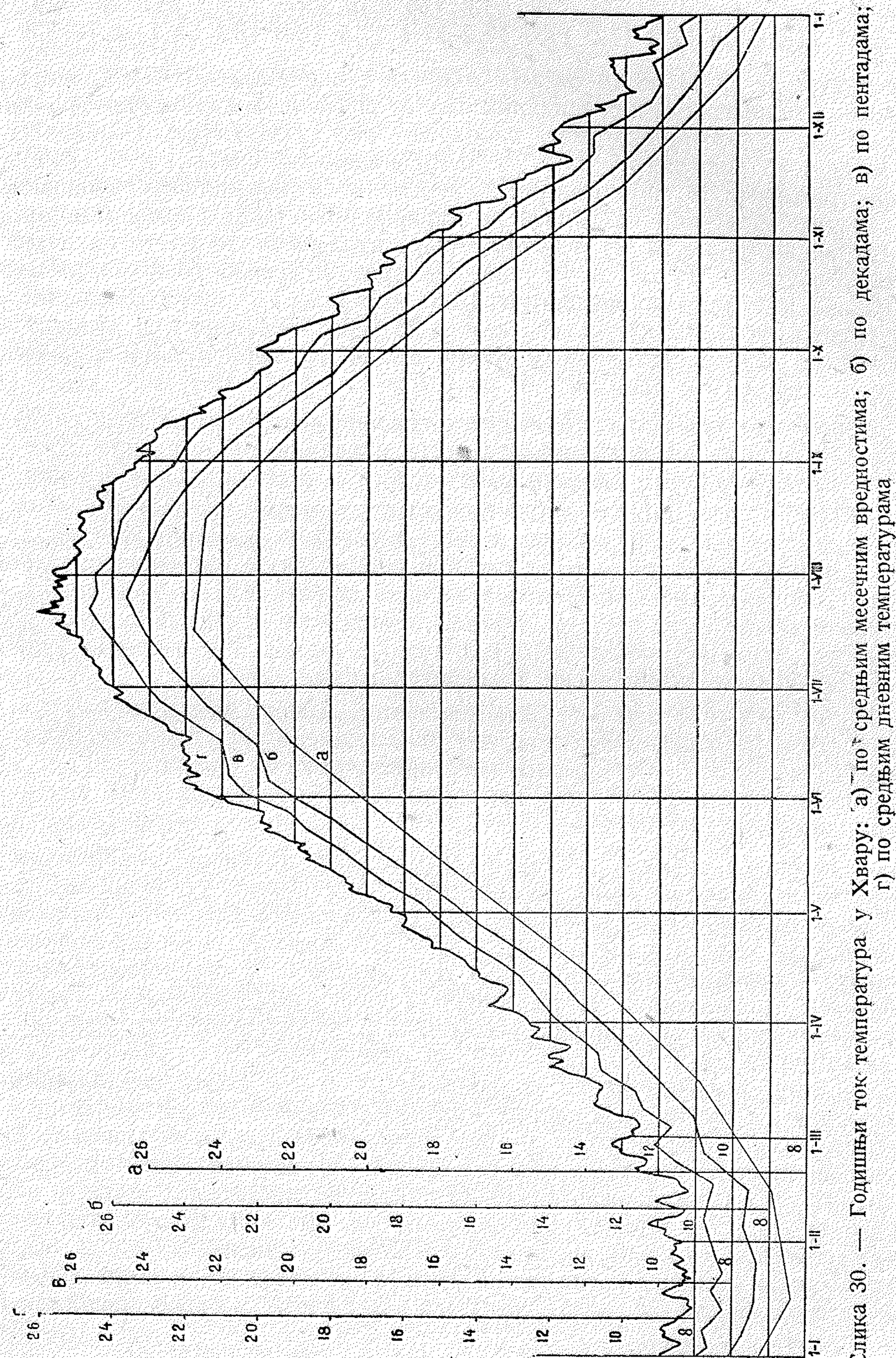
$$t_1 - t = 0.01154(t - T). \qquad (38)$$

У њој је t средња месечна температура, t_1 температура средњег месечног дана коју треба одредити, а T средња годишња температура. За Хвар је $T = 16.16°$, па би по овој једначини потребна корекција за јануар била $-0.09°$, дакле би средњи јануарски дан требао да има температуру од 8.32°; за јули је корекција 0.10°, по којој би средњи јулски дан имао температуру од 24.86°. Ове вредности су, као што се види, ближе стварним температурама средњег јануарског и јулског дана, него ако би се употребиле температуре без икакве исправке.

По правилу Клајбера треба извести разлику између средње месечне температуре и средње температуре два суседна месеца, па добијену вредност поделити са 12 и, према знаку, одређен количник одузети од средње месечне вредности или га додати. Као пример ће се опет узети јули у Хвару, и суседни месеци јуни и август: $24.76 - 1/2(22.10+24.40) = 1.51$; корекција је $1.51 : 12 = 0.13$ и има позитивну вредност, дакле треба је додати средњој температури јула.

г. Поремећаји у годишњем току температура. — Дијаграм годишњег температурног тока, нацртан по исправљеним средњим месечним вредностима, показује потпуно правилне промене од једног до другог месеца. Али, ако се исти дијаграми изведу по краћим временима од месеца, дакле по подацима узастопних средњих 10-одневних (декада) или 5-одневних вредности (пентада), а нарочито по средњим температурама свакога дана, ток ће бити све неправилнији, и показиваће све веће поремећаје, што је краћа јединица времена. У добу повећавања топлоте доста је често надирање таласа хладноће, а исто се догађа у добу општег снижавања температуре, које је прекинуто краћим периодима загревања, појавом таласа топлоте. Неки од њих су толико чести и јаки у одређеним годишњим добима, или — тачније — у краћим размацима времена, да се истичу као неке сталне особености годишњег тока температуре. То показује слика 30, у којој су уцртани годишњи токови температуре у Хвару за период од 60 година (1858—1917).

Најзначајнији поремећаји температурног тока у Средњој Европи су: позна зима средином фебруара (у Хвару за —1.1° и —0.9°), таласи хладноће почетком или средином марта (—0.8° и —0.65°), почетком маја и средином јуна (— 0.4°). Талас хладноће између прве и друге декаде маја слабо је изражен у 130-годишњим и 100-годишњим средњим дневним температурама Париза, Беча и Бреславе, а још слабије у Хвару, док је по 60-годишњим подацима Београда доста истакнут, као што се види из средњих дневних температура:



Слика 30. — Годишњи ток температура у Хвару: а) по средњим месечним вредностима; б) по декадама; в) по пентадама; г) по средњим дневним температурама

6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
17.6	18.1	17.9	17.4	17.3	17.0	17.0	17.2	17.1	17.5	18.0	18.1	18.7	18.7	18.8

Температура је од 11 до 14 маја (католички свеци Мамерто, Панкраціје, Серваціје, Бонифаціје, код западних народа познати као доносиоци града, због чега се у Француској зову Saints de Glace, у Немачкој Eismänner) за 0.9° до 1.1° нижа него 7 маја. — Захлађивање око средине јуна је најраспрострањенији и најистакнутији поремећај у нормалном годишњем току температуре, али не долази до изражаја на Јадранском приморју. У унутрашњости земље је, међутим, много видљивији, као што показује пример Београда. Ту се, до 10 јуна, температура повећа до 20.2°, затим се снижава до 17 јуна, до вредости од 18.5°, која је за 1.7° нижа од прошле, а до температуре од 20.3° повећа се тек 23 јуна. — Позно или „бабино" лето настаје крајем септембра (у Хвару до 0.4°), а период топлоте половином децембра (у 4 дана за 0.5° до 0.7°).

Узрок што су неки од поменутих главних поремећаја гдегде скоро невидљиви, или се тек слабо назиру, јесте чињеница што у разним годинама не настану у истим датумима, него раније или доцније од просечних.

Дијаграм узастопних средњих 5-одневних температура показује мање неправилности, али се и у њему истиче позна зима средином фебруара, талас хладноће почетком марта, као и период топлоте око половине децембра. Захлађивање око половине јуна само је наговештено врло слабим повећањем температуре од 7 до 17 јуна. У диаграму декада истакнути су само позна зима половином фебруара и захлађивање око половине јуна знатно успореним повећавањем температуре.

Поред тога се истиче још једна чињеница. Што је узета краћа јединица времена за одређивање годишњег тока температуре, тим веће је колебање. Оно је код исправљених месечних вредности Хвара 16.56°, код декадних вредности 17.15°, код пентадних 17.33°, а код дневних температура повећано је до 18.09°.

д. Н о ћ н и м р а з. — При појавама таласа хладноће у пролетњим или јесењим месецима често настане мраз, који знатно утиче на ниску вегетацију, особито у добу процвата. Али су ови таласи хладноће углавном предуслов за мраз, јер, долазећи са већих на мање географске ширине, изазивају — поред општег снижавања температуре — разведравање неба, а собом доносе сув ваздух. А температура се баш у ведрим ноћима, са врло снажним израчивањем, снижава веома јако и нагло, и тада долази најлакше до појаве мраза. Из таблице 13 се видело како је, у просечном годишњем дану, температура тла у раном јутру за 1.2° нижа од ваздушне температуре на висини од 2 метра. Разлика је много већа у ведрим пролетњим ноћима, а још знатнија је изнад потрављене површине. Поред тога је утврђено да се температура ноћу тим брже и јаче снижава, што је ваздух сувљи. Другим речима: већа влажност у ваздуху претставља заштиту од мраза и то, са једне стране, образовањем росе, при коме се латентна топлота ослобађа, а са друге, настанком магловите замућености, ако се температура снизи до испод росне тачке. Чим је ова изнад тачке замрзавања, мање се треба бојати од мраза. М. Р а д о ш е в и ћ се бавио опширније овим питањем код нас.

II. Непериодске промене ваздушне температуре

50. **Општи подаци.** — Чињеница да се у дијаграмима годишњег тока температуре јављају поремећаји доводи на помисао да ће температурни ток бити различит у разним годинама, што потпуно одговара стварности. Средње месечне температуре узастопних месеца ретко кад имају нормални облик годишњег тока температуре, тј. изведен на основу дугогодишњих посматрања, него показују знатне разлике од једне до друге, године, нарочито изразите у току зимских месеца. Тако је Београд, у две узастопне године 1935 и 1936, имао оволике средње месечне температуре:

	I	II	III	VI	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	колеб.
1935	–4.0	0.5	4.4	12.0	16.2	22.5	22.2	22.0	17.8	16.9	5.7	3.8	26.5
1936	6.7	3.4	10.1	12.8	17.5	19.9	24.9	20.0	17.2	8.6	6.2	1.9	23.0
разл.	10.7	2.9	5.7	0.8	1.3	–2.6	2.7	–2.0	–0.6	–8.3	0.5	–1.9	

Знатно су веће неправилности код средњих дневних температура. У Београду је, на пример, средња дневна температура 3 марта 1929 била —8.4°, истог дана 1930 10.7°, дакле за 19.1° виша. У данима од 22 до 24 августа 1911 средња температура је била за 12.9°, 16.0° и 11.9° виша, него у истим данима идуће, 1912 године. Исто је тако, у данима од 10 до 12 фебруара 1928, температура била за 27.7°, 28.9° и 23.8° виша, него у истим данима 1929. Чак се догађа и то да неки зимски дан има вишу средњу температуру од неког летњег дана: у Београду је, на пример, 12 јануар 1903 био за 3.1° топлији (15.3°) од 11 јула 1900 (12.2°). Све то су велики поремећаји у токовима температуре, који су непериодске природе.

51. **Апсолутна промењивост месечних и годишњих средњих температура.** — Апсолутна промењивост врло је знатна на вишим ширинама, нарочито зими, а то вреди у још већој мери за средње дневне температуре. Тако је у Загребу (период 1862—1941) средња месечна температура фебруара колебала између —7.2° и 7.8°, у августу између 18.3° и 24.4, а по томе је апсолутна промењивост температуре у та два месеца износила 15.0° и 6.1°. Лењинград је, у току 118 година, имао још већу апсолутну промењивост средњих месечних температура: у јануару 19.6°, у јулу 7.8°. Ови примери показују да је промењивост екстремних температура зими око два и по пута већа, него лети, бар на средњим и већим ширинама умереног појаса. Али нису исти услови у свима климатским областима. Мадрас, у Предњој Индији (13.1° сев. шир), има највећу апсолутну промењивост у најтоплијим, сувим месецима од 4.9°, док је у хладнијим, кишовитим месецима мања, 3.4°.

52. **Апсолутни екстреми температуре.** — Ови се јављају у екстремним климатским областима. Пустињски крајеви Сахаре, Југозападне Азије, југозападног краја Сједињених Америчких Држава и унутрашњости Аустралије имају, кадикад, необично високу температуру, која се повећа несумњиво до 50° и више, и ако је мерена у хладу. Али се мора рећи да су ове нешто несигурне, јер је врло тешко потпуно отклонити утицај зрачења топлоте на термометар. У Јакобабаду, на доњем сливу Инда, забележена је температура од 52.2° јуна 1897; у оази Варгла, алжирска пустиња, од 53° јула 1879; исто толике су и у унутрашњости Аустралије; у Дет Вели (Долина Смрти), Калифорнија, 56.6° јула 1913; у Аси-

сији, 90 км јужно од луке Триполиса, 57.7° септембра 1922, док је у Дешт-и Луту (Нага Пустиња), источна Перзија, измерена температура чак од 59°. Најниже температуре, међутим, измерене су у североисточном Сибиру: Верхојанск јануара 1881 —76°, Ојмекон, на висоравни 670 км југоисточно од Верхојанска, —78°. Унутрашњост Гренланда има апсолутни минимум од —65°. Апсолутно колебање температуре на земљи износи, по наведеним примерима, преко 130°. Ојмекон се може сматрати као пол хладноће, јер су средње месечне зимске температуре, по посматрањима у последњим годинама, биле за 3° до 5° ниже од оних у Верхојанску.

Апсолутно највиша средња месечна температура у току многих година одређена је у Дет Велиу, са вредношћу од 39°, апсолутно најнижа, у Верхојанску, са вредношћу од —51°, која би — прерачуната за Ојмекон — износила —55°, те је по томе апсолутно колебање средње месечне температуре на земљи 94°. Најзад, највишу средњу температуру у једној години имала је Масауа, место при обали Црвеног Мора, од 30°, најнижу, висораван Гренланда од —32° и антарктичка ледена баријера од —26°, што одговара апсолутном колебању средње годишње температуре око 60°.

53. **Средња променљивост месечних температура.** — За практичне потребе је важнија средња променљивост од апсолутне променљивости средњих месечних температура, јер је њоме дато мерило о колебањима око нормалне, средње дугогодишње вредности. Апсолутна променљивост се може, са већом сигурношћу, извести само из врло дугог периода посматрања, док се средња променљивост може одредити и са мањим бројем узастопних година, јер је све доцније године тек мало мењају. При одређивању се поступа овако: За исти месец се испишу за сваку годину отступања од нормалне средње температуре; све ове вредности се саберу, без обзира да ли су позитивне или негативне, и збир се подели са бројем година. То је појам средње променљивости или, тачније, средњег отступања од нормалне температуре. У Београду је нормална температура јануара, за период 1888—1907, —1.6°, а отступања од ове су у појединим годинама

1888	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	900	01	02	03
–4.8	–2.4	2.9	–4.8	.2.0	–7.8	–0.7	2.9	–4.9	2.1	2.2	7.2	3.8	–3.1	4.7	2.3

1904	05	06	07
0.4	–2.9	1.7	–0.2

По томе је средња променљивост у јануару (±63.8 : 20)=±3.2°. Идућих 20 година дају променљивост од ±2.6°, по чему је просечна вредност средње променљивости за 40 година ±2.9°. Вредност за цео период 1888—1947 нешто је мања, ±2.8°. Али се из овог примера види да се употребљива вредност променљивости може извести већ из 20-огодишњих посматрања, само тај период не сме бити краћи, бар за средње и веће ширине.

Зими је средња променљивост већа, него лети, као што се види из ових примера:

	зима	лето	година
Северна Русија	3.4	1.6	2.3
Средња Русија	3.1	1.4	2.1
Северни Алпи	2.3	1.1	1.6
Јужни Алпи	1.6	1.0	1.3
далматинска острва	1.3	0.8	1.2

Променљивост је зими око двапут већа, него лети, али су ове разлике веће у континенталним, него у приморским крајевима. Примери, поред тога, показују да су средња отступања уопште мања на нижим, него на вишим ширинама, и да су на северним планинским странама већа, него на јужнима, нарочито знатно у зимским месецима, када последње нису подложне утицајима севера.

Тропи се одликују незнатним средњим отступањима, нарочито полутарски појас. Такав је случај у Батавији, на Јави, где је средња месечна променљивост већа у кишовитом добу, просечно 0.36°, него у сувљем добу, од маја до септембра, просечно 0.28°.

54. **Интердиурна (међудневна) променљивост температура.** — Променљивост, у обичном говору, означује промене у стању узастопних временских јединица, као што су дани, а не разлике у стању кога метеоролошког елемента у истом дану узастопних година. Ова, међудневна променљивост се прорачунава на два начина.

Првим се начином одреди за колико се степена средње дневне температуре просечно промене у току одређеног месеца од једног до другог дана, било у позитивном или негативном правцу, тј. било да се повећају или смање. Као пример како се ова вредност одређује узеће се јуни 1946 по подацима Бесграда. Исписује се једна испод друге разлика и средњој дневној температури од првог до другог, од другог до трећег дана, итд.

31 V	21.5		
		—1.8	
1 VI	23.3		
		1.2	
2	24.5		
		—1.3	
3	23.2		
		—7.9	
4	15.3		
		1.5	
5	16.8		
.	.	.	
.	.	.	
.	.	.	
26	23.0		
		1.0	
27	24.0		
		—0.5	
28	23.5		
		1.5	
29	25.0		
		2.6	
30	27.6		
		73.1	

Али се мора узети и температура последњег дана прошлог месеца, да би се одредила разлика у дневној температури од 31 маја до 1 јуна. Тада се све добијене разлике саберу, без обзира на знак, и збир се подели са бројем месечних дана, у овом случају ±73.1 : 30 = = ±2.44°. Ово значи да се у јуну 1946 међудневна температура просечно променила за 2.44°, било у позитивном или негативном правцу. То је интердиурна променљивост температуре јуна 1946 у Београду.

И овде се показују утицаји географских ширина и континенталности места. Просечна међудневна променљивост температуре повећава се од мањих према већим ширинама и од мора према унутрашњости, а исто се тако повећава и са висином. Тако је у Клужу (45.8° сев. шир.) годишња вредност међудневне променљивости 1.95°, у Варшави (52.2°) 2.20°, док Веленшеа (51.9°), на обали Атлантског Океана, нема већу годишњу вредност од 1.06°, а на Риги Кулму (47° сев., 1787 м) повећа се на 2.83°. Код нас, Хвар и Мали Лошињ имају годишњу променљивост од 1.33°, а Љубљана, Сарајево, Београд око 2.0°.

Највећа је међудневна променљивост температуре у Западном Сибиру и у унутрашњости Северне Америке отприлике око 50° сев. шир., затим у јужним поларним крајевима. Зими је, у Западном Сибиру око 4.5°, у унутрашњости Северне Америке око 5.3°, док се на граници Антарктике повећа на 6.2° до 9.2° C.

Поред тога има знатних разлика у међудневној променљивости у току године: зими је променљивост већа, него лети, дубоко у унутрашњости копна око двапут већа, а према обалама се смањује, тако да се на Средоземном Мору зимске и летње вредности скоро изједначе.

Другим се начином одређује честина одређених разлика у температури од једног до другог дана, на пр. честина од 0° до 2°, од 2° до 4°, итд. И овде се морају узети подаци дугогодишњих посматрања, па се тада број случајева са одређеном температурном разликом подели са бројем година и тако се добије тражена честина тих промена у данима за дотични месец. По овом начину се много јасније истиче једноликост или оштрина климе некога места или предела, него из добијених вредности по првом начину.

И при употреби овог начина се показује да континентални крајеви подлеже чешћим великим међудневним променама температуре од приморских, о чему сведоче следећи примери за зиму:

промена темп.	0°–2°	2°–4°	4°–6°	6°–8°	8°–10°	10°–12°	12°–14°	14°–16°	16°–18°	18°–22°
Барнаул (53.3°)	7.7	6.9	4.8	3.4	2.9	1.7	1.3	0.5	0.4	0.4
Оксфорд (51.8°)	18.9	7.5	2.8	0.6	0.2	—	—	—	—	—
Лисабон (38.7°)	25.5	4.1	0.4	—	—	—	—	—	—	—

Лети су међудневне промене од 0° до 4° у унутрашњости чешће од већих промена температуре, док је на приморјима обратно:

промена темп.	0°—2°	2°—4°	4°—6°	6°—8°
Оксфорд	21.9	7.3	0.7	0.1
Лисабон	22.4	6.3	1.1	0.2

Пета глава

РАСПОДЕЛА ВАЗДУШНЕ ТЕМПЕРАТУРЕ У ВЕРТИКАЛНОМ И ХОРИЗОНТАЛНОМ ПРАВЦУ

55. **Опште напомене.** — Један од најглавнијих задатака метеорологије је да се одреди расподела температуре по земљиној површини, јер неједнака расподела топлоте даје покретну силу за атмосферску машинерију. Разликама у температури, т.зв. градијентима температуре, изазване су разлике у ваздушном притиску, т.зв. градијенти притиска, а ови стављају у кретање ваздушне масе, па тиме и цео скуп атмосферских појава, и одржавају их у току.

Међутим је познато да је копнена површина веома неравна и да се највећи број метеоролошких станица налази на врло разним висинама изнад морског нивоа. Да би се, дакле, посматрања температуре могла искористити за одређење расподеле топлоте по земљиној површини, и да би се могла непосредно упоређивати једна места са другима, мора се претходно спровести редукција на исти ниво. Из тога се разлога морају прво посмотрити услови вертикалне расподеле температура, и из ових извести правила о променама температура са висином, па се тек помоћу тога може извршити потребна редукција. Јер су, пре свега, разлике у температури на истом нивоу оне, које проузрокују ваздушне струје.

I. Промене температуре са висином у планинским крајевима

56. **Узроци опадања температуре са висином.** — У параграфима 31 и 36 је напоменуто да се јачина сунчева зрачења са висином повећава, а исто тако и јачина израчивања. Овде се то мора допунити и рећи да се, просечно, интензитет сунчева зрачења повећа на сваких 100 метара висине за 0.95%, а интензитет израчивања за 3.18%, дакле овај готово за три и по пута више. Већ та чињеница доводи до закључка да се температура мора смањивати са висином. Не треба, осим тога, заборавити да сунчева зрачења има само дању, а израчивање траје непрестано и, што је важније, да има прилично постојану јачину, док интензитет сунчева зрачења показује несравњено веће промене у току дана.

Даљи су узрок опадања температуре са висином конвективне струје, узлазна и силазна кретања ваздуха (параграф 101). Сув ваздух се, при

узлазном кретању, расхлади на сваких 100 метара за 1°, услед извршеног рада на своме ширењу, а при силазном се кретању за исто толико загреје, услед стезања. Ваздух засићен воденом паром расхлади се на сваких 100 метара уздизања отприлике за половину мање, услед ослобођене латентне топлоте приликом кондензације водене паре.

Снажнија кретања ваздуха у планинским крајевима утичу такође на опадање температуре са висином, јер лако и брзо односе топлији ваздух изнад загрејаног земљишта на планинским падинама и врховима, а на његово место доносе честице ваздуха из слободне атмосфере, које су — по својој природи — хладније. Ноћу су, међутим, слојеви ваздуха већином у стабилној равнотежи и кретања атмосфере се успоре. Ниска ноћна температура ваздуха изнад планинских падина и врхова се, тим збивањем, не ублажи, док је дневна температура знатно снижена, те средња дневна температура мора да опада са висином и услед овог чиниоца, јер су ветрови тим јачи, што је већа висина, и што мање има околног земљишта.

Следећи узрок је што се издигнути делови копна најчешће завршавају у врховима или гребенима, што се — дакле — изложена површина сунчеву зрачењу све више смањује, а последица тога је да у њој бива све мање зрачне енергије апсорбовано, па се и температура околног ваздуха може све мање повећати.

57. **Просечно опадање температуре са висином у планинама.** — Опадање температуре са висином, сведено на висинску разлику од 100 метара, зове се у метеорологији вертикални градијент температуре, и увек се изражава као позитивна вредност. До сада смо боље упознати о узроцима градијента, него о узроцима његове величине на разним ширинама, тј. зашто температура у неком планинском крају брже опада са висином, него у неком другом. Тако је, на пример, годишњи вертикални градијент температуре у североисточном крају Швајцарске 0.36° на 100 метара, а у јануару се смањи готово до нуле, док је у планинама Јужне Индије годишњи градијент 0.63°, а у неким месецима још и већи. Те велике разлике у вертикалном градијенту температуре последице су: неједнаке географске ширине, неједнаког отстојања од океана, разлике у рељефу земљишта, и неједнаких климатских услова. Два последња утицаја су нарочито јака, тако да се два прва гдегде могу једва разазнати.

Утицај географске ширине је прилично незнатан. Вертикални температурни градијент је у тропским планинама просечно 0.61°, док је у планинским крајевима северног умереног појаса 0.55°. Утицај континенталности изгледа да је различит на мањим и већим ширинама. Тропски планински крајеви у приморјима и на океанским острвима имају годишњи градијент просечно од 0.54° за 100 метара висине, а у унутрашњим планинама је просечни градијент повећан на 0.62°. Приморске планине на умереним ширинама имају знатно већи просечни годишњи градијент од тропских, 0.65°, док је у планинским крајевима у унутрашњости умереног појаса 0.56°. Узрок тим разликама је неједнак утицај океана на базне станице у приморским планинама тропских и умерених ширина, као и неједнак утицај тла на базне станице у унутрашњим планинама тропског и умереног појаса. Утицај рељефа земљишта огледа се у томе, што нагнути платоски крајеви и усталасано земљиште

имају незнатан вертикални градијент, просечно од 0.43°, у бреговитим крајевима је годишњи градијент повећан на 0.54°, на стрменим падинама износи 0.64°, а између оближњих слободних планинских врхова 0.75% за 100 метара висине. Зиринг је најзад утврдио да облачност има нарочита утицаја на вертикални градијент температуре. Он је у Крконошама и Јури, при ведром времену, просечно 0.40°, при облачном 0.62°, и то из разлога што, при ведром времену, постоји стална тежња да се температура, у приземном слоју ваздуха, ујутру и увече доста више повећа но обично, као што је показано у таблици 13; на тај се начин температурна разлика између базне и планинске станице смањи, па следствено и градијент.

58. **Дневни период опадања температуре са висином.** — Дневни период величине вертикалног градијента у ваздуху изнад долине и висине објашњује се оним, што је раније изнесено о променама у температури ваздуха изнад копна (параграф 45). Тле се ноћу хлади израчивањем, хладније масе ваздуха спуштају се са планинских страна у долину, виши положаји и ваздушни слојеви остану топлији, и стога је опадање температуре са висином ноћу успорено. Дању се тле загрева сунчевим зрачењем, загрејане честице ваздуха изнад њега уздижу се уз долинске стране, али им се, извршеним радом на ширењу, температура истовремено смањује, што доводи до убрзаног опадања температуре са висином. Ове промене показује следећи пример за Харц (врх Брокен 1157 м и Васерлебен 154 м):

часови:	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	сред.
зима	0.47	0.46	0.45	0.44	0.45	0.49	0.59	0.63	0.59	0.53	0.50	0.48	0.50
лето	.48	.44	.41	.47	.67	.82	.88	.91	.90	.85	.70	.53	.67

Највећи и најмањи градијенти настају у временима највише и најниже ваздушне температуре. Лети су градијенти уопште доста већи, него зими, нарочито око најтоплијих часова, што се објашњава много јачим загревањем долинског ваздуха, где су и ветрови много слабији, док се на високим падинама и око врхова изложена површина зрачењу много више смањи, па се стога загреје и сразмерно незнатна количина ваздуха, а и то мало се набрзо измеша са околним хладнијим честицама ваздуха, које доноси ветар.

59. **Годишњи период опадања температуре са висином.**—Планински крајеви са изразитим годишњим добима имају у годишњем периоду исте услове као и у дневном периоду опадања температуре са висином. Зими се збива оно исто, што у дневном периоду ноћу, а лети оно, што се збива у дневним часовима. Другим речима, најмањи је градијент у неком зимском, највећи, у неком летњем месецу. У тропима је другачије, јер је ту годишњи период условљен поглавито сменом кишовитог и сувљег или сувог годишњег доба, али има и доста изузетака услед географских чинилаца. Градијент је обично већи у сувом, него у кишовитом добу. Али је одлика код тропских планина да је разлика између месеца са највећим и најмањим вертикалним градијентом температуре незнатна, 0.04° до 0.12°.

Планине на средњим и вишим ширинама имају знатно већу разлику у величини градијента, отприлике онолику као у дневном периоду. У месецима када су долине под снегом, градијенти се знатно повећају према

нормалнима, и то траје све док се снег у долини не отопи. То се јасно види на Бјелашници, где је градијент највећи у априлу. За све планине је карактеристично да температура спорије опада у јесењим и зимским месецима, а много брже у пролећу и лету. Максимални градијент се појави тим доцније, што је већа апсолутна висина највиших станица, али свугде настаје између априла и јуна.

Навешће се свега два примера, један за тропску планину, у полутарском појасу Индије (Кодаиканал 2343 м, Перијакулам 286 м), један за умерене ширине (Бјелашница 2067 м, и три околне долинске станице Сарајево 605 м, Коњиц 280 м, Праца 692 м):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
Кодаиканал … …	0.61	0.64	0.65	0.67	0.63	0.65	0.67	0.67	0.66	0.63	0.61	0.58	0.64
Бјелашница … …	.42	.55	.69	.72	.70	.64	.62	.58	.55	.52	.48	.44	.58

У првој планини је разлика између најмањег и највећег градијента 0.09°, у другој, 0.30°, дакле преко трипут већа.

60. **Промене годишњег тока температуре са висином.** — Пример Бјелашнице показује да температура зими спорије опада са висином, него лети, а то доводи до закључка да се годишње колебање температуре смањује са повећањем висине. Поред тога се температура у пролетњим месецима много брже смањује са висином, него у јесењим месецима, што значи да ће пролеће, према јесени, бивати тим хладније, што је већа висина. Најпосле се из параграфа 56 видело да температура уопште опада са висином; другим речима, температура свих месеца снижава се са повећањем висине места. Као пример за ово узеће се Источни Алпи, јер су они најбоље испитани:

место	висина у м.	јануар	април	јули	октобар	годишње колеб.	разлика окт.–апр.
Зонблик … …	3106	—13.2°	—8.8°	1.1°	—5.2°	14.3°	3.6°
врхови … …	2400	—9.3	—3.9	5.7	—0.9	15.0	3.0
високе долине	1900	—8.8	—0.4	9.4	1.6	18.2	2.0
ниске долине	400	—3.1	9.0	18.8	9.2	21.9	0.2

Војејков је још 1887 поставио правило да је ваздух изнад испупчене површине ноћу и зими топлији, а дању и лети хладнији, да је — дакле — дневно као и годишње колебање температуре овде мање, него изнад издубене површине. Најпогоднији пример за то дају Швајцарски Алпи, где је Беверс, у пространој високој долини, готово на истој висини врха Ригикулма, који је за 120 км даље на северозападу:

			јануар	јули	година	колеб.
врх:	Ригикулм	1790 м	—4.5°	9.9°	2.0°	14.4°
долина:	Беверс	1720	—10.1	11.8	1.4	21.9

Услови су сасвим другачији у приморским планинама, јер се морски утицаји ту знатно осећају. У тим се планинама годишње колебање температуре повећава од морског нивоа до одређене висине, па тек од висине, на којој престане осетни утицај мора, колебање се почиње нормално смањивати. О утицајима мора писано је раније. Оно смањује ваздушну температуру приморја у топлом годишњем добу, а повећава је у хладнијем. Поред тога је помињана чињеница да утицај океана слаби према унутрашњости копна, али се исто тако смањује и у вертикалном правцу, од морског нивоа према висини. Па, пошто је, у приморским планинама, вертикални градијент температуре највећи у зимским месецима, када су загревајући утицаји мора најјачи, најмањи у летњим месецима, када море много слабије утиче расхлађујући на ваздушне масе, годишње се колебање мора повећавати до одређене висине. О томе сведочи пример из околине Которског Залива.

место	висина у м.	јануар	април	јули	октобар	годишње колеб.	разлика окт.–апр.
Голи Врх	1308	—1.9°	4.9°	16.4°	8.4°	18.3°	3.5°
Космач (ССИ од Будве)	874	2.2	8.2	19.7	11.6	17.5	3.4
Врмац (З од Прчња)	484	5.5	11.6	22.3	15.0	16.8	3.4
Рт Оштра	64	9.0	14.2	25.1	17.7	16.1	3.5

Али, док се годишње колебање температуре повећава са висином, разлика у температури октобра и априла је готово непромењљива. У томе се најлепше огледа велики утицај залихе топлоте, која је нагомилана у морским водама у летњој половини године.

Планине полутарског појаса, и при приморју и у унутрашњости, имају целе године онакве услове какви су лети у континенталним планинама умереног појаса, тј. велики вертикални градијент температуре у свима месецима. Из тога се разлога годишње колебање температуре врло споро смањује са висином у континенталним планинама, а врло се споро повећава у приморским планинама.

61. **Преокрет (инверзија) температуре у планинама.** — Повећање температуре са висином, које се у метеорологији зове инверзија, преокрет или обрт температуре, правилна је појава у приземном слоју ваздуха у току ноћних часова, нарочито зими, што показују таблице 13 и 14. Сличних појава има у неким планинским крајевима умерених и поларних ширина, где су нарочито развијене зими, и простиру се до много веће висине, него у току ноћи. Особито повољни су услови ако је земљиште покривено снегом, ако су долине и котлине врло дубоке и са свих страна затворене, ако је ваздушни притисак висок, небо ведро, и ако влада тишина, што су обично последице високог притиска. Збивања су иста као што су описана у почетку параграфа 58. Долински подови, дна котлина, као и планинске падине и врхови хладе се у зимским ноћима, утицајем израчивања; ово је шта више на висинама јаче, него у нижим деловима долине или котлине. Тада расхлађене и специфично теже масе ваздуха клизају низ падине и таложе се у долинама или котлинама. То се догађа тичо, и расхлађени слојеви ваздуха се све више слежу у овим издубеним облицима, што је дуже израчивање. Тако се успоставља све стабилније стање равнотеже, при коме су најнижи ваздушни слојеви најхладнији, и специфично најтежи, а сваки виши слој је лакши и нешто топлији, док се не дође до границе, од које почиње нормално опадање температура са висином. Треба упозорити и на ову чињеницу: Сунце доцније излази и раније залази у

издубеним облицима земљишта, него на планинским гребенима, а то је услов за дуже трајање израчивања и за јаче хлађење ваздуха.

Типски пример инверзија је Целовачка котлина, која је опкољена високим планинама, тако да је зими испуњена великим масама хладног ваздуха са дебљином око 650 метара. Јануарске и зимске температуре су на разним висинама јужног обода ове котлине оволике:

Обир	2140 м	јануар —7.2°	зима —6.8°
Мали Обир II	1612	—5.3	—4.6
Мали Обир I	1230	—4.5	—3.8
Графштајн	1096	—3.2	—2.5
Језерско	900	—3.2	—2.6
Железна Капла	554	—4.3	—3.1
Целовец	440	—6.4	—4.8

У Сарајевском пољу је Сарајево (605 м) у децембру, јануару и фебруару просечно за 0.9°, 1.0° одн. 1.5° топлије од Илиџе (497 м), а слично је и у неким другим нашим планинским крајевима. Ако се разлике у температурама Илиџе и Сарајева изразе као градијент, овај је за децембар —0.83°, за јануар —0.93°, за фебруар —1.39°, јер се повећања температуре за сваких 100 м висине, дакле инверзије, означују негативним вредностима.

Зими може бити инверзија и дању, у иначе најтоплијим часовима, али само када је цео планински крај под снегом и када је изнад њега развијен висок ваздушни притисак. У погодним планинским крајевима, са ведрим небом и сувим ваздухом, инверзија има целе године за време ноћи и раног јутра. Тако су у Мидл Парку, држава Колорадо, инверзије развијене у слоју око 950 м дебљине, одн. висине.

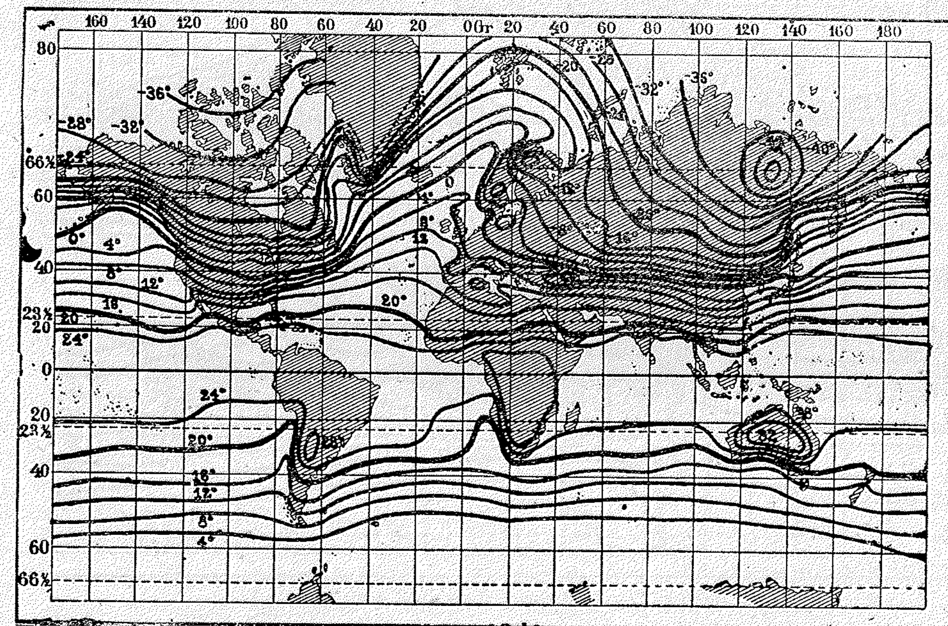
II. Расподела ваздушне температуре по земљиној површини

62. **Изотермне карте.** — Расподела ваздушних температура по земљиној површини може се приказати цртежом, ако се сва места исте температуре, и у истом месецу или истом годишњем добу, повежу линијама, које се зову изотерме, тј. линије исте топлоте. Али се напред видело колико је промењљиво опадање температуре са висином, не само код разних планина, већ и у истој планини у разним месецима или на њеним разним странама. Чак се и просечни годишњи вертикални градијент температуре мења од 0.43° до 0.75°, а свакако и у ширим границама. Зато се, при редукцијама температура разних места на морски ниво, или на који други ниво, узима обично градијент од 0.5° за сваких 100 м висине и за зимске и за летње месеце, јер је то погодно и из теориских и практичних разлога. Али се никако не смеју узимати у обзир станице на великим висинама, нарочито ако су на стрмим планинским падинама или на врховима. Међутим се мора напоменути да утицај рељефа земљишта није потпуно отклоњен у изотермним картама, јер би се то једино постигло ако би се узимали, ради редукције, стварни градијенти за сваки поједини део тога рељефа.

Општа расподела ваздушне температуре по земљиној површини дата је у изотермним картама за два екстремна месеца: јануар, средњи зимски

месец на северној, а средњи летњи месец на јужној полукугли (слика 31), и за јули, са супротним временима (слика 32). Општа најважнија правила о расподели температуре на земљиној површини, која се могу извести из ових изотермних карата, јесу ова:

Јануарске изотерме имају прилично правилан правац у тропском појасу, и према већим јужним ширинама све правилнији, док на већим ширинама северне полукугле све више отступају од нормалних услова. Појас највеће топлоте померен је у јануару знатно на југ. Изотерма од 24°, која би се могла узети као поларна граница средње годишње температуре тропског појаса, пружа се на северној полукугли већином јужније од 20° сев. шир., док је на јужним континентима помакнута много даље на југ, просечно до 34° јуж. шир. Изотерме на средњим и већим ши-

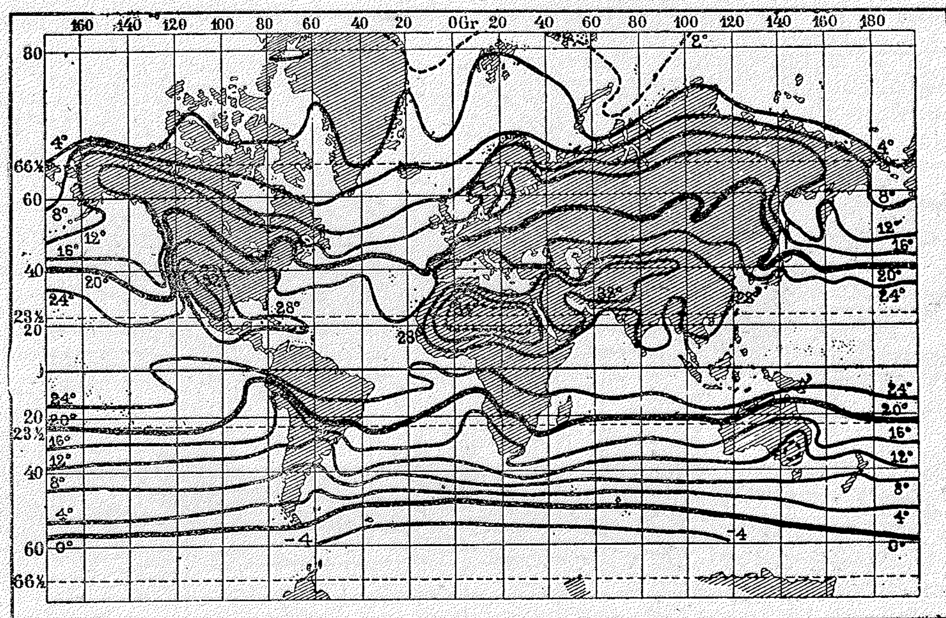


Слика 31. — Јануарске изотерме (по Кепену)

ринама северне полукугле извијене су изнад континената према мањим ширинама, изнад океана према полу, нарочито при западним обалама. Највеће разлике постоје између западне обале Европе и унутрашњости Источне Азије. Континенти су зими хладни, океани топли делови земљине површине. Језгра хладноће развијена су око стожерника у Источној Азији, а на поларним ширинама у Северној Америци. На јужној полукугли су развијени системи затворених изотерми, језгра топлоте, изнад континенталних крајева. Али су изотерме јако извијене према северу уз западну обалу Африке и Јужне Америке, који су делови релативно хладни, услед хладних океанских струја.

Јулске изотерме су другачијих облика и много неправилније. Пре свега су много разређеније на северној полукугли, што значи

да се температура спорије смањује према већим ширинама, него у јануару. Сада су изотерме испупчене према полу изнад континената, док су изнад океана извијене на југ. Ваздух изнад континената је у јулу топлији, изнад океана хладнији, супротност од јануарских услова. Затворени системи изотерми од 28°, као нека врста језгара топлоте, развијени су изнад континената од 45° до 10° шир. Изотерме имају правилнији правац на јужној полукугли, али су на океанима, изнад већих ширина, нешто извијене према југу, што значи да је ту ваздух нешто топлији, него изнад копна. Сем тога су изотерме и у јулу најјаче испупчене према северу при западним обалама Африке и Јужне Америке, те су ови крајеви и тада сразмерно хладнији од унутрашњости, опет под утицајем хладних океанских струја.



Слика 32. — Јулске изотерме (по Кепену)

Све остале појединости у расподели ваздушних температура у ова два екстремна месеца виде се из самих карата, наиме колике су разлике у температури језгара хладноће и топлоте, и колика је температура у њима, који континенти имају највишу и најнижу температуру, итд. Зато се о њима неће изнети никакви подробнији подаци.

63. **Зонална расподела температура.** — Дове је скоро пре сто година прорачунао средњу температуру сваког десетог упоредника, помоћу својих изотермних карата, и то за сваки месец и годину. Да би то одредио, узео је на сваком одговарајућем упореднику температуру сваког десетог подневка, тих 36 вредности је сабрао, а збир поделио са 36. Овде ће се изнети вредности које је критички прорачунао Мајнардус 1925 од Северног до Јужног пола. Али, пошто средња температура неког упоредника зависи великим делом од удела копна и океана на њему, додат је и удео копна у процентима целог дотичног упоредника (таблица 17).

Таблица 17. — Средње температуре упоредника, по Мајнардусу

упоредници	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
сев. шир.										
удео копна у %	23	24	32	43	47	55	64	54	24	—
јануар	26.4°	25.8°	21.8°	14.5°	5.0°	–7.1°	–16.1°	–26.3°	–32.2°	–41.0°
јули	25.6	26.9	28.0	27.3	24.0	18.1	14.1	7.3	2.0	–1.0
година	26.2	26.7	25.3	20.4	14.1	5.8	–1.1	–10.7	–17.2	–22.7
год. колебање	0.9	1.4	6.2	12.8	19.0	25.2	30.2	33.6	34.2	40.0
јуж. шир.										
удео копна у %		23	23	18	5	2	1	9?	73?	100
јули		23.9°	20.0°	14.7°	9.0°	3.0°	–10.3°	–23.9°	–36.3°	–42.0°
јануар		26.3	25.4	21.9	15.6	8.3°	1.2	–1.3	–7.4	–11.0
година		25.3	22.9	18.4	11.9	5.5	–4.1	–13.3	–24.7	–30.0
год. колебање		2.5	5.5	7.2	6.6	5.3	11.5	22.6	28.9	31.0

Ова таблица доводи до следећих закључака: Најтоплији упоредник није полутар, него 10° сев. шир., који је у годишњој вредности за 0.5° топлији од полутара. Полутар је најтоплији упоредник само у јануару, док је у јулу најтоплији упоредник нешто северније од 20°. „Топлотни екватор" остаје, по томе, целе године на северној полукугли. Температура се снижава од полутара према половима тим више, што је већа ширина. Средња годишња температура је виша на северној полукугли, него на јужној, са изузетком 55° шир. на коме је упореднику једнака. Годишње колебање температуре се углавном повећава према половима, али је — просечно — на јужној полукугли за 9° мање, него на северној.

Миланковић је 1930 прорачунао поново расподелу температуре по географским ширинама, на основу теориских разматрања, узимајући да је земљин албедо округло 0.4, тј. да је 40% од целокупног сунчевог зрачења одбијено у простор васионе, и да ваздух мирује, дакле да нема атмосферских кретања, и дошао је до ових средњих годишњих вредности:

ширина	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
температура	32.8	31.6	28.2	22.1	13.7	2.6	–10.9	–24.1	–32.0	–34.8

Ако се ове вредности упореде са добијеним годишњим температурама на основу непосредних посматрања (таблица 17), видеће се да су последње отприлике до 41° геогр. шир. ниже, а одатле до полова доста више од Миланковићевих. Стварне температуре су доста ублажене атмосферским и океанским струјама. Њима ваздух и океанске воде стално пренашају топлоту из полутарских према поларним пределима, а расхлађени се враћају у супротном правцу. Процеси зрачења, по томе, нису пресудни чиниоци само за хоризонталну, него и за вертикалну расподелу ваздушне температуре. То су закључци до којих је дошао Миланковић.

Блинова је другачије одредила средњу годишњу расподелу температура у земљиној атмосфери, узимајући у рачун дуготаласно зрачење и сунчево краткоталасно зрачење са једне, а турбулентно провођење топлоте са друге стране. Али је, уместо температуре T, употребила функцију $E = f\sigma T^4$, где је f Хербертов фактор, у који је урачуната и селективна апсорпција (параграф 12б), σ Стефанова константа (параграф 36). Проблем доводи до решења линеарне парцијалне диференцијалне једначине

за E(z,Θ,λ), где је z висина изнад земљине површине, $\Theta = (\frac{\pi}{2} - \varphi)$ допуна геогр. шир., λ геогр. дуж. Десна страна једначине пропорционална је изразу [1 — Γ(Θ,λ)]w(Θ), где је Γ земљин албедо (параграф 30), w средња количина сунчева зрачења, коју прими јединица површине горње границе атмосфере у јединици времена на одређеном упореднику. Писац је дао, као пример, оваку расподелу температуре, изнад земљине површине, ако је (1-Γ)w зависно само од вредности Θ.:

ширина	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
температура °C	26	25	22	18	11	4	–4	–12	–18	–20

Ове су вредности исте просечним годишњим вредностима обе полукугле у таблици 17 само на полутару и на 70° шир.; од 10° до 60° су просечно за 1.6° ниже, а у поларној области за 3° до 6.3° више.

Као што се из ових примера види, одређене годишње температуре на основу непосредних посматрања држе средину између вредности до којих су дошли Миланковић, који је употребио за своје одређење, у првом реду, зрачење, и Блинове, која је — поред зрачења — урачунавала и турбулентно провођење топлоте, на чију је важност указао Брент (параграф 17 в).

64. **Средња температура земљиних појасева, полукугала и целе земље.** — Средње температуре разних упоредника дозвољавају да се одреде и средње температуре појасева, полукугала и целе Земље. У шеми за приближна прорачунавања је средња температура целог појаса од 10° геогр. шир. означена са t′; dφ означава релативну површину појаса од 10° геогр. шир., ако се узме да је површина целе полукугле равна вредности од 1. Једначина је за $d\varphi = \sin\varphi - \sin\varphi'$, у којој су φ и φ′ граничне географске ширине дотичног појаса, напослетку производ средње температуре и релативне површине појаса од 10° геогр. шир., дакле t′dφ, бројно показује утицај средњих температура сваког појаса од 10° шир. на средњу температуру целе одговарајуће полукугле. На основу ових теориских вредности је прорачунато да су средње температуре тропских и умерених појасева оволике:

	тропски	умерени појас	разлика
северна полукугла	26.0°	12.2°	13.8°
јужна полукугла	24.4	11.1	13.3
разлика	1.6	1.1	

Тропски и умерени појас на северној полукугли топлији су од истих на јужној полукугли просечно за 1.3°.

Целе полукугле и Земља имају у два екстремна месеца и у години оволике средње температуре и годишње колебање температуре:

	јануар	јули	година	год. колеб.
северна полукугла	8.1°	22.4°	15.2°	14.3°
јужна полукугла	17.0	9.7	13.3	7.3
цела Земља	12.6	16.0	14.3	3.4

По овој таблици излази да је северна полукугла у средњем зимском месецу за 1.6° хладнија од јужне полукугле у њеном средњем зимском

месецу, а у средњем летњем месецу да је северна полукугла за 5.4° топлија од јужне полукугле; другим речима, северна полукугла има више континенталну климу, са годишњим колебањем температуре од 14.3°, док јужна полукугла има више океанску климу, са годишњим колебањем од 7.3°, које је готово за половину мање од првог. Средња температура целе Земље се повећа од јануара до јула за 3.4°. Узрок томе је што се, у јануару, хладнија зима северне полукугле поклапа са прохладнијим летом јужне полукугле, док се супротно збива у месецу јулу.

III. Температуре у слободној атмосфери

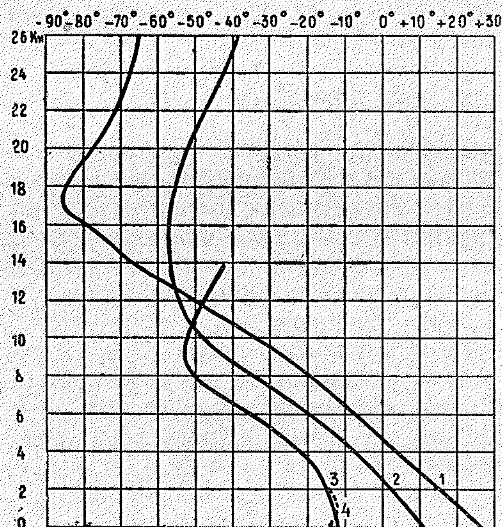
65. **Опште напомене.** — Инструментална мерења температура у слободној атмосфери до висине од 20 километара и више знатно су повећала наше знање од почетка овог века. Истина, испитивање виших ваздушних слојева почето је још половином прошлог века, када се енглески физичар Велс уздизао ваздушним лоптама и систематски мерио температуре на разним висинама. Али је потпуна сигурност посматрања постигнута много доцније, када је Асман, својим аспирационим психрометром, омогућио да се отклони непосредни утицај сунчева зрачења. Поред тога, испитивање слободне атмосфере се почело вршити и са три нове методе: привезаним балонима или змајевима, који су однашали на висину аутoрегиструјуће инструменте, балон-сондима, којима се атмосфера може испитивати отприлике до 35 км висине помоћу истих инструмената, и авионима са људством. Тесерен де Бор је, на основу ових испитивања, утврдио постојање тропосфере и стратосфере (параграф 9).

66. **Средње температуре и вертикални градијенти у слободној атмосфери.** — О овом питању има прилично много података од поларних ширина до полутара, али тај материјал је ретко где хомоген, тј. ретка су места у којима су ова испитивања и мерења вршена у истом периоду година и у истим временима. Па ипак има вишегодишњих посматрања за поједина места; стога се може говорити о средњим годишњим температурама на разним висинама слободне атмосфере са доста сигурности. Из тих се података могу видети бар основне разлике у вертикалној расподели температура на разним местима. Изнеће се неколико карактеристичних примера до висине од 18 километара у таблици 18.

Таблица 18. — Вертикална расподела температура у слободној атмосфери (средње годишње вредности)

висина у км:	тле	1	2	4	6	8	10	12	14	16	18
Нова Земља око 77° сев.	–11.8	–13.2	–14.3	–22.0	–34.9	–50.9	–52.3	–47.2	–43.1	—	—
Лењинград 59.7° сев.	1.9	–2.1	–6.8	–18.0	–30.4	–43.4	–50.6	–50.8	—	—	—
Трап 48.8° сев.	7.1	5.3	0.7	–9.4	–21.9	–36.2	–49.4	–54.4	–53.3	—	—
Сент Луис, Омеха 40° сев.	11.0	6.8	2.7	–7.3	–20.2	–34.8	–47.8	–54.6	–56.7	–56.9	—
Атлантски Океан око 30° сев.	22.3	14.6	11.6	0.9	–11.1	–24.6	–39.8	–55.5	–63.1	—	—
Батавија 6.2° јуж.	26.4	20.6	15.0	4.1	–7.1	–19.3	–34.1	–50.9	–67.7	–79.2	–84.3
Веделово Море око 70° јуж.	–14.4	–12.5	–14.5								

Вертикална расподела температура за нека од ових места уцртана је у слици 33. Из таблице 18 јасно се види да најнижа температура настаје тим на већој висини, што се ближе иде од поларних ширина према полутару. По томе излази да је и тропопауза тим на већој висини, што је нижа географска ширина, као што је поменуто у параграфу 9. Поред тога се из таблице, а још јасније из дијаграма види да се температуре врло нагло смањују са висином у области тропосфере, а у стратосфери да се сасвим споро повећавају. Најзад је у ваздуху изнад Веделовог Мора развијена инверзија до 1 км висине. То, донекле, показује и Нова Земља, јер се, у том крају, температура веома споро снижава до 2 км висине (градијент је 0.12° на 100 метара), а одатле опада много брже.



Слика 33. — Вертикална расподела средње годишње температуре: 1) Батавија, 2) Сент Луис, 3) Нова Земља, 4) Веделово Море

Вертикална расподела температура долази јасније до изражаја ако се изведу вертикални градијенти температуре. Позитивне вредности код градијената значе опадање температуре са висином, негативне, повећање температуре, као што је раније споменуто. Прво ће се дати неколико података о градијентима у доња 3 километра ваздуха:

висина у км	тле — 0.5	— 1.0	— 1.5	— 2.0	— 2.5	— 3.0
Росово Море 77.6° јуж.	-0.12	0.30	0.50	0.56	0.56	—
Веделово Море 70° јуж.	–0.42	0.04	0.04	0.36	—	—
Линденберг 52.2° сев.	0.48	0.48	0.49	0.48	0.49	0.51
Вошингтен 38.9° сев.	0.46	0.46	0.46	0.40	0.44	0.50
Самоа Острва 14° јуж.	1.01	0.85	0.59	0.35	—	—
Батавија 6.2° јуж.	0.84	0.54	0.52	0.58	—	—

Средњи годишњи градијент има готово адијабатске вредности непосредно изнад тла само у тропском појасу, где је изнад Самоа Острва чак нешто већи од 1.0°. У поларним крајевима, напротив, постоје инверзије у приземном ваздушном слоју, услед врло јаких преокрета температура у току поларне зиме. Али су градијенти доста незнатних позитивних вредности и на већој висини изнад Веделовог Мора. Умерене ширине имају, по правилу, градијенте испод 0.5°, услед инверзија које настају између облачних слојева. Одиста, преокрета температура нема само у приземним слојевима ваздуха, где су ноћу свакодневне појаве, него и на разним висинама атмосфере. Такви инверзиони слојеви одликују се и неким другим метеоролошким особинама: променама у правцу и јачини ветрова, проме-

ном у влажности ваздуха, итд. Они су од основног значаја за склоп више и високе атмосфере. Али се та разнолика слојевитост атмосфере још не може потпуно објаснити.

Подаци о средњим годишњим градијентима у вишим ваздушним слојевима изнесени су у таблици 19. Из ње се види да се градијенти изнад 2 км уопште повећавају са висином, нарочито у тропским крајевима, али

Таблица 19. — Средњи годишњи вертикални градијенти температуре у слободној атмосфери

висина у км	1 — 2	— 4	— 6	— 8	— 10	— 12	— 14	— 16
Нова Земља	0.11	0.38	0.75	0.80	0.07	–0.26	–0.10	—
Лењинград	0.47	0.56	0.62	0.65	0.36	0.01	—	—
Трап	0.46	0.51	0.62	0.72	0.66	0.25	–0.05	—
Сент Луис, Омеха	0.41	0.50	0.64	0.73	0.65	0.34	0.11	0.01
Атлантски Океан	0.30	0.54	0.60	0.68	0.71	0.78	0.38	—
Батавија	0.56	0.55	0.56	0.66	0.74	0.84	0.84	0.58

и ту до 10—14 километара, па се навише смањују. Батавија има на висини од 10 до 14 километара блиске вредности адијабадскима. Градијенти на умереном појасу имају подједнаку величину отприлике од 3 км до тропопаузе. Географске ширине показују свој утицај испод висине од 3 км и изнад висине од 8 километара: вертикални градијенти се са висином смањују и на висини око 12 км пређу у негативне вредности. То се догоди већ на мањој висини у поларним крајевима.

Проф. Тусен је извео једначину о опадању температура са висином, под претпоставком да оно настаје линеарно, узимајући да је температура при морском нивоу 15°, на висини од 10 км —50°, дакле узимајући вертикални градијент температуре од 0.65° на 100 м висине. Ако је са t означена тражена температура, са h висина у метрима, добиће се једначина

$$t = 15 - 0{,}0065h. \qquad (39)$$

Вредности које је Тусен добио за разне висине, помоћу ове једначине, доста се добро слажу са резултатима аеролошких испитивања у Сједињеним Америчким Државама и у Немачкој.

Подаци о вертикалној расподели температура у разним крајевима дају могућност да се одреди доња граница стратосфере, која се тешко може уочити из средњих вредности. То ће се показати за неколико разних предела, а даће се и температура која влада на доњој граници стратосфере:

место	географска шир.	почетак стратосф.	температ. на њему
Лењинград	59.7° сев.	9.6 км	—54.0°
Павија	45.2 сев.	11.2	—58.7
Агра (Индија)	27.2 сев.	16.3	—73.9
Батавија	6.2 јуж.	17.0	—85.2

67. **Дневни ток температуре на великим висинама.** — Још при првим обрађивањима аеролошких података се видело да се дневно колебање температуре нагло смањује са висином, и да на висини од 2 км спадне на неколико десетина степена, што је потврђено доцнијим мерењима. Ипак је тешко добити сигурне вредности, јер на њих утичу конвективна кретања,

провођење, као и апсорпција сунчева зрачења прашином у атмосфери. К. Вегенер је први доказао да постоји утицај зрачења, пуштањима змајева изнад Тихог Океана око Острва Самоа. Тако, на пучини, изнад површине океана, није било дневних промена температуре, док су на висини око 1300 метара износиле 0.5°. Брак је то исто потврдио за Батавију. Дневна колебања температуре у томе крају била су оволика:

	при земљ. површини	на 500 м висине	на 900 м висине
Батавија	5.0°	2.5°	
изнад океана	0.5°	1.0°	1.5°

Колебање изнад Батавије нагло се смањивало са висином, само је изнад 500 метара настао поремећај, дувањем ветра с мора. Супротно се, у ваздуху изнад океана, дневно колебање температуре повећавало са висином.

Тачно извођење дневног тока температура на средњим ширинама отежано је непериодским временским утицајима. Али је Регер, при обради посматрачког материјала у Линденбергу, дошао до изненађујућих закључака. Дневно загревање ваздуха конвекцијом са земљине површине не осећа се, по њему, ни у току лета до веће висине од 1000 метара просечно. Изнад те висине настају поремећаји у дневном току температуре, нарочито у облацима и у инверзионим слојевима, али је ипак на висини од 1 до 2 километра приметан дупли температурни талас са колебањем око 1°. Максима се јављају између 1—2 и 13—14 часова, минима између 7—8 и 19—20 часова.

Пошто се дневни ток температуре са висином мења, тј. пошто постаје неизразитији, мора и вертикални градијент температуре да има свој дневни ток. Треба споменути да је овај у слободној атмосфери развијенији, него у планинским крајевима. Поред тога су знатно изразитији и поподневни градијент, као и ноћни преокрет температуре. Већи температурни градијент од 1° на 100 метара, т.зв. прекоадијабатски градијент, јавља се, на средњим ширинама, уопште, око поднева топлијих месеца, са вредностима до 1.4°, али само у најдоњих 200 до 500 метара, док ноћу има инверзија у свима годишњим добима са вредностима до —0.70°. Особито је изразит дневни утицај на градијенте на пространим потрављеним равницама, на пример у околини Темишвара, где су аеролошка мерења вршена око 6 и 13 часова. Форх је, на основу њих, прорачунао следеће средње вертикалне градијенте температура за годишња доба:

	ујутру око 6 часова				по подне око 13 часова			
	зима	пролеће	лето	јесен	зима	пролеће	лето	јесен
1500—2000 м	0.54	0.61	0.70	0.58	0.42	0.66	0.76	0.61
1000—1500	0.42	0.56	0.71	0.57	0.38	0.70	0.84	0.64
500—1000	0.27	0.44	0.54	0.39	0.38	0.82	1.04	0.79
тле— 500	—0.43	—0.14	—0.42	—0.66	0.44	0.98	1.38	1.03

Као што се види из ове таблице, највеће промене у дневним градијентима су у најдоњем ваздушном слоју, нарочито у летњим и јесењим данима, где су 1.80° и 1.69°; према висини се те разлике смањују, тако да у слоју од 1500—2000 метара нема веће дневне промене у величини градијента од 0.12°, која настаје у зимским данима.

Дневни ток температуре ублажава се тим више, што је већа висина, као што се видело из примера за Батавију и Линденберг, и оних у параграфу 45 а. По томе би се дошло до закључка да ишчезава на висини око 2—3 км. Али је Селезњова утврдила, на основу аеролошких испитивања у Слуцку, да дневних промена температуре има у целој тропосфери, која су најизразитија у пролећу и раном лету. Дневна колебања температуре се, у тим временима, смањују од земљине површине до 1 км, а одатле до висине од 2 км слабо се мењају, у границама од 2.0° до 3.0°. Отприлике од 4 км колебања се повећавају: до 4.0° и 4.5° у слоју од 6 до 8 км, а на већим висинама изгледа да се поново смањују. Карактеристично је да се слично збива и у годишњем току температуре у слободној атмосфери (параграф 68). Зими су дневни токови температуре сложенији, а колебања су доста мања.

Треба споменути да су дневна колебања температуре „пореклом са земљине површине“ ограничена на слој од 2—3 километра. На већим висинама имају самостални карактер, услед тамошњих физичких особина атмосфере, о којима има података на више места.

68. **Годишњи ток температуре на великим висинама.** — Обрадом аеролошких података дошло се до неслућене чињенице да је годишње колебање температуре у високим атмосферским слојевима знатно веће, него што се претпостављало. Раније се веровало да се годишње колебање температуре у слободној атмосфери смањује са висином, бар приближно у оноликој мери као у планинским крајевима, и да је температура на висини од преко 5 км у току целе године подједнака. Стварно се, међутим, показало да се годишње колебање температуре смањује отприлике до висине од 3 километра (13.6°), па се даље постепено и стално повећава до висине од 6—8 километара (16.1°), а на још већим висинама се опет смањује отприлике до висине између 12 и 15 километара (8.1°). Познати испитивач слободне атмосфере А. Вагнер је обрадио податке међународних пуштања балона 1902—1907 године и добио је овакав температурни ток у слободној атмосфери изнад Средње Европе до 16 км висине (таблица 20):

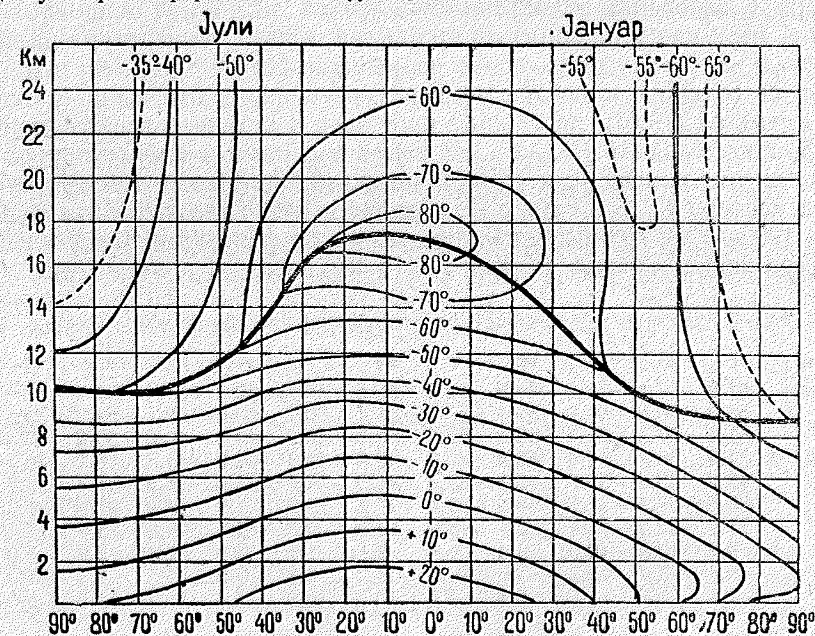
Таблица 20. — Годишњи ток температуре у слободној атмосфери изнад Средње Европе

висина	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
16 км	–57.9	–57.1	–56.1	–54.8	–52.8	–50.6	–49.1	–49.3	–51.4	–54.4	–57.0	–58.1
13	–58.3	–58.0	–56.9	–55.1	–53.0	–51.1	–50.2	–50.6	–52.1	–54.2	–56.2	–57.7
11	–57.6	–57.3	–55.7	–53.8	–52.0	–50.3	–49.0	–48.3	–48.9	–50.9	–53.8	–56.4
10	–54.4	–55.1	–54.4	–52.4	–49.7	–46.8	–44.7	–43.9	–44.8	–46.9	–49.7	–52.5
9	–49.2	–50.4	–50.6	–49.2	–45.8	–41.5	–37.9	–36.8	–38.3	–41.4	–44.7	–47.3
7	–36.0	–37.5	–38.0	–36.5	–32.4	–27.2	–23.0	–21.9	–23.9	–27.6	–31.2	–33.9
5	–21.9	–22.7	–23.1	–22.1	–19.0	–14.2	–9.8	–8.1	–9.8	–13.8	–17.8	–20.5
3	–9.3	–10.5	–10.5	–9.4	–6.4	–2.1	1.7	3.1	1.4	–2.3	–6.0	–8.5
2	–5.4	–5.7	–5.3	–3.9	–0.9	3.2	6.8	8.2	6.5	2.7	–1.3	–4.2
тле	–1.5	–0.9	1.8	5.4	9.5	13.3	16.3	17.4	15.7	11.3	5.6	0.8

Ова таблица показује да се просечни екстреми температуре изнад Средње Европе премештају са висином у разне месеце, нарочито код месечне најниже температуре. Док је ова изнад земљине површине у јануару, на висини од 3 км појави се у марту и у томе месецу остане до висине од 9 км; на висини од 10 км премести се у фебруар, од 11 до 14 км на јануар,

а на већим висинама јавља се у децембру. Максимум температуре је од земљине површине до висине од 11 километара у августу, а на већим висинама у месецу јулу.

Те велике неправилности тумаче се суделовањем три разна чиниоца: конвективних струја, ослобађања топлоте при кондензацији водене паре и топлотног зрачења. Ако би деловао само први чинилац, догађала би се слична закашњавања најниже и највише температуре, и сличне промене годишњег колебања температуре, као и код годишњег тока температуре у тлу. То се прилично јасно испољава у најнижим ваздушним слојевима, али на већим висинама настају утицаји водене паре. Јер, приземни ваздушни слојеви се хладе, услед испаравања, а на већим висинама, где се образују облаци, градијенти се смањују са висином, нарочито лети (параграф 101). Другим речима, дејством водене паре је смањивање годишњег колебања температуре доле убрзано, горе успорено. Мимо тога се, од облачног појаса, време најниже температуре више задоцњава од времена највише температуре, јер водена пара не спречава загревање, али хлађењу делује насупрот кондензацијом, односно ослобођавањем латентне топлоте. Топлотно зрачење, као трећи чинилац, проузрокује брже загревање виших ваздушних слојева од загревања конвективним струјама, услед чега се најнижа и највиша температура помакну на ранији месец. То је највероватнији узрок, што се температуре најхладнијег и најтоплијег месеца у стратосфери поклапају приближно са временима солстиција.



Слика 34. — Вертикална расподела температуре од полутара до Северног пола у јулу и јануару (по Палмену)

Многобројна посматрања на северној полукугли земљиној дају прилично сигуран преглед о вертикалној расподели температура између полутара и Северног пола. Дијаграм на слици 34 од Раманатана, нешто измењен од Вагнера и Палмена, показују ту расподелу за јули (лева половина) и јануар (десна половина) у меридијанском пресеку. По дијаграму излази да најхладнији ваздух у целој атмосфери образује ограничен прстен на тропском појасу око тропопаузе (дебела линија у слици 34). Повећавање температуре са висином утврђено је испитивањима на малим ширинама. На великим ширинама се, напротив, температуре у стратосфери врло споро мењају са висином, о чему сведоче готово управне изоплете. Меридијански пресек даје и доста добар преглед о адвективним, тј. мање-више хоризонталним збивањима у слободној атмосфери, ако се изведу разлике утемператури између полутара и пола или између 30° и 70° сев. шир. за јануар и јули:

	висина у км	1	2	4	6	8	10	12	14	18	22
разл. 30°—70°	јануар	29°	26°	25°	24°	22°	15°	3°	–3°	–2°	5°
	јули	17°	15°	13°	13°	15°	11°	–8°	–24°	–31°	–22°

Разлика у температури јануара је, у тропосфери, око један и по до два пута већа од јулске, док је од тропопаузе навише разлика у јануару сасвим незнатна, а у јулу има врло велике негативне вредности, тј. тада је температура на 70° шир. виша него на субтропској ширини од 30°. То значи да највеће разлике у температури, проузроковане адвекцијом, настају зими у тропосфери на средњим географским ширинама.

За вертикалне градијенте температуре се може рећи да су, на средњим ширинама, зими, у средњу руку, за 0.11° до 0.12° мањи, него лети; да се зими повећавају отприлике до 8 км висине, а лети отприлике до 9 км; да се разлике у величини градијената између лета и зиме до 4 км смањују, у слоју од 4—6 км имају негативну вредност, тј. зими је градијент већи, одатле се до слоја од 10—12 км повећавају, а у стратосфери се поново смање. Поједина места имају другачије услове од ових просечних.

69. **Разлике у температури слободне атмосфере и планинских врхова.** — Питање да ли је ваздух над планинским падинама и врховима хладнији или топлији од слободне атмосфере на истој ширини могло се решити само истовременим мерењима на оба места, што је чињено више пута. Тако је, у североисточној Швајцарској, разлика у температури слободне атмосфере и врха Сентиса (2500 м) била у 7 и 14 часова оволика:

	јануар	април	јули	октобар	година
јутро, 7 часова	1.80°	0.50°	—0.10°	1.65°	0.93°
по подне, 14 часова	0.10	—0.30	—0.95	0.40	—0.28

По овим подацима излази да је слободна атмосфера, у зимској половини године, и ујутру и по подне топлија од ваздуха над Сентисом, просечно за 1.0°, док је лети у оба времена нешто хладнија, у средњу руку за 0.5°, а у пролећу је ујутру топлија, по подне хладнија. Просечно је, у средњем годишњем дану, Сентис у 14 часова готово за 0.3° топлији од околне слободне атмосфере, али је у 7 часова за 0.9° хладнији, па је, и у просечној дневној вредности, тај планински врх нешто хладнији од околне слободне атмосфере.

Објашњење тих разлика дају следеће чињенице. Опадање температуре са висином у планинским крајевима најбрже је при ветровитом

или олујном времену, када се највише ближи условима узлазних кретања ваздушних маса. Најспорије је опадање температуре при тихом времену, јер тада нема кретања целе ваздушне масе, и загревање је, дању, равномерно, а исто тако, ноћу, хлађење ваздуха у планинском крају. Али се, уопште, већа хладноћа, коју осећамо у планинама при јаким ветровима, може протумачити дејством присиљеног уздизања ваздуха уз планинске падине, чиме је изазвано брже, динамичко хлађење, које се никад не појављује у слободној атмосфери истом честином. Исто су тако силазна кретања ваздуха, са његовим истовременим динамичким загревањем, на планинским падинама много чешћа, него у слободној атмосфери. Ваздушна температура се, у оба случаја, брже смањује са висином, него у слободној атмосфери, те стога мора бити и просечно нешто нижа изнад планинских врхова, него на истој висини слободне атмосфере.

ДРУГИ ДЕО

ВАЗДУШНИ ПРИТИСАК

Прва глава

ОПШТИ ПОЈМОВИ И МЕРЕЊЕ ПРИТИСКА

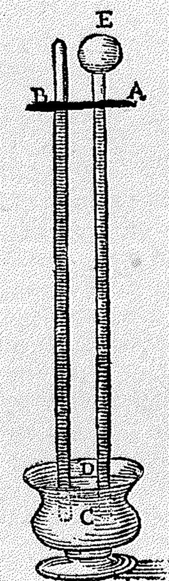
70. **Појам о ваздушном притиску.** — Ваздух је веома растегљиво тело и увек показује тежњу да потпуно испуни простор у коме се налази. Он, по томе, има неку силу еластичности која се, према Бојл-Мариотовом закону, мења у обрнутој сразмери са запремином коју ваздух заузима. Али је ваздух, истовремено, и тело које има тежину. Па, као што тежина воде у мору проузрокује притисак, који у одређеној дубини одговара висини воденог стуба изнад ње, тако исто постоји притисак и на дну атмосфере, који одговара тежини целог ваздушног стуба изнад те тачке. Ваздушни притисак на одређену водоравну површину раван је, дакле, тежини ваздушног стуба који се налази изнад ње. Ваздух је тиме толико стиснут да својим напоном може таман одржавати своју запремину. То значи да су ваздушни притисак и напон ваздуха исто, а у стању мировања (статички притисак) да су равни притискивању озго лежећих ваздушних слојева, тј. њиховој тежини.

Према закону о смеси гасова, који је постављен од Долтона, притисак те смесе је раван збиру парцијалних притисака сваког појединог гаса (параграф 7). Ако је ваздух влажан, тада је целокупни притисак раван збиру парцијалних притисака свих гасова у сувом ваздуху и притиску водене паре. Али се показало да би се, присуством водене паре, водених капи у облацима, прашином и другим придодацима атмосфере, ваздушни притисак повећао, у најбољем случају, за 0.37 мм, дакле неверовато мало. Много су важније промене које настају при поремећајима атмосферске равнотеже, када се развијају динамички притисци. Ако су ваздушне масе у узлазном кретању (параграф 101), насупрот правцу теже, њихов притисак на подлогу се смањи, док се притисак повећа при силазним ваздушним струјама.

Галилеј је још 1640 доказао, непосредним огледом, да је ваздух тежак: сабијајући ваздух у затворен стаклени суд, потврдио је повећање у тежини тога суда. Ваздух је, по томе, тежак, као што су и сва остала

тела. Торичели је, знаменитим огледом 1643, одредио и величину тежине атмосфере, одн. ваздушног притиска. Било је још раније познато да вода из пуне боце неће отећи ако се грлић, палцем затворен, окрене надоле и загњури у суд са истом течношћу, па онда грлић отвори. Да би се ова загонетка решила, Торичели је поверио своме сараднику Вивијанију да изврши огледе са живом. Начин овога огледа и мишљења о њему налази се у писму Торичелија од 11 јуна 1644, које је упутио, из Фиренце, своме пријатељу Рићију.

Торичели се о томе изражава, отприлике, овако. Ради решења ове загонетке употребљене су разне уже цеви, као што су A и B (слика 35), дугачке око два лакта (фирентиски лакат је 58.4 цм). Ове су напуњене живом, затим затворене прстом, окренуте натрашке и загњурене у суд са живом C. Када је прст био уклоњен, жива није остала у целим цевима, него се спустила до положаја AB, тако да је горњи, затопљени део цеви остао празан, док се у суду C уздигла до нивоа D. Стуб AD имао је готово увек висину око лакта и четврт и нешто мало више (око 76 цм). Пошто је део цеви AE празан, а жива се, вршећи притисак, задржала у делу цеви AC, могло би се веровати да сила, која делује против природне тежње живе да се спусти доле, лежи унутар цеви AE, или празнине, или неке изванредно разређене материје. Али, ја верујем да сила долази споља. Ваздух са висином од 50 миља (тосканска миља 1487 м, географска 7420 м) притискује површину течности која се налази у суду; жива у цеви CE се стога све дотле диже док се не уравнотежи са тежином спољашњег ваздуха, који је потискује. Такво објашњење Торичелија значи да ваздушни притисак, од горње границе атмосфере до положаја D у слици 35, одржава равнотежу са висином живина стуба од 76 центиметара (=760 милиметара). Доцније су се ове справе све више усавршавале, које је Роберт Бојл назвао барометар; али се и после тога често употребљавао израз Торичелијеве цеви (tubus Torricellianus). Мерење ваздушног притиска у милиметрима било је доскора свугде употребљавано.



Слика 35. — Торичелијеве цеви

Од 1910 године почело се тражити да се и ваздушни притисци своде на апсолутни систем (центиметар—грам—секунд) и да се, по томе, изразе у природнијој јединици притиска. Пошто 1 цм^3 живе при температури од 0°, тежи 13.5955 грамова, а 1 г је привлачен од Земље силом од 980.6 дина, биће притисак једне атмосфере, изражен у јединицама силе,

$$13.5955 \times 76 \times 980.6 = 1033.3 \times 980.6 = 1013250 \text{ дина/цм}^2.$$

Апсолутна јединица притиска у метеорологији зове се бар. Овај се дели у децибаре, центибаре и милибаре. Последњи се највише употребљује и означује се скраћеницом мб, као што се мерења притиска у милиметрима означују са мм. Приближно је 1 милибар = 3/4 мм притиска живе, тачније 0.750076 мм, а 1 мм живе = 1.3332 милибара. Прерачунавање милиметара притиска живе у милибаре изнесено је у прилогу у таблици III, а обратно прерачунавање у таблици IV. Али се ово прерачунавање може, приближно, извести много једноставније. Напред се видело да постоји правилан и једноставан однос између милибара и милиметара и обратно. По томе

а) од одређеног ваздушног притиска у милибарима одузме се четвртина ове вредности, па се добије ваздушни притисак у милиметрима. Пример: одређен је притисак од 984 мб; дакле је 984—246 = 738 мм, а стварна је вредност 738.05 мм.

б) одређеном ваздушном притиску у милиметрима дода се још трећина ове вредности, па је притисак изражен у милибарима. На пример: одређен је притисак од 741 мм; дакле је 741+247 = 988 мб, а стварни је притисак 987.9 мб.

Ваздушни притисак, сем непосредног утицаја на организам, делује и на неке друге метеоролошке елементе. Тако је брзина испаравања воде у атмосфери у обрнутој сразмери са притиском: брзина испаравања се смањује са повећањем ваздушног притиска, и обратно. Промене у ваздушном притиску делују такође и на размену гасова између атмосфере и тла, као и на радиоактивна зрачења из земљишта. Најзад треба већ сада напоменути да је ваздушни притисак чинилац првокласног значаја, јер од његове расподеле изнад земљине површине зависе ветрови, а у знатној мери и временски услови.

71. Мерење ваздушног притиска. Барометар. — Најтачнији инструменат за мерење ваздушног притиска је барометар са живом (грч. βαρύς = тежина, μέτρον = мера), чији је принцип изнесен у прошлом параграфу. Видело се да се ваздушни притисак мери висином живина стуба у барометарској цеви. Али, пошто се жива при загревању шири, а при хлађењу се стеже, висина живина стуба зависи и од температуре те течности и скале за мерење (ако тежина остаје непроменљива) и мора се редуковати на температуру од 0°. Исто тако разлике у тежи на разним географским ширинама и разним надморским висинама изазивају неједнакост у висини живиног стуба, ако су сви остали услови исти, те се и из овог разлога мора одређен атмосферски притисак редуковати на нормалну тежу, а то је тежа на 45° ширине и на морском нивоу, која се означује са G.

Ваздушни притисак p може се, по законима хидростатике, изразити висином управног стуба неке течности, са којом одржава равнотежу. По томе је

$$p = s\,(1 - \alpha t) \,.\, b \,.\, g \quad \text{у барима,} \tag{40}$$

у којој једначини је s специфична тежина течности при температури од 0°C, α термички коефицијент ширења течности, t температура у Целзиусовим степенима, b висина живина стуба у центиметрима, g убрзање теже на месту посматрања у цм/сек^2. Ако се, као течност, употреби жива, биће $s = 13{,}5955$, $\alpha = 182{,}55 \times 10^{-6}$. Нормална тежа G има вредност од 980,62 цм/сек^2. По томе је

$$p = s \,.\, G \,.\, b\,(1 - \alpha t)\, \frac{g}{G} = 13{,}33202 \,.\, b_0 \quad \text{мб;} \tag{41}$$

ту је $b_0 = b\,(1 - \alpha t)\,(g : G)$, тј. одређено барометарско стање прерачунато на 0° и на нормалну тежу. Ако се b_0 у једначини (41) изрази у милиметрима, биће, као што је раније наведено (параграф 69 при крају), 1 мм живиног стуба = 1,3332 мб,
750,08 мм „ = 1000,0 мб.

У једначини (41) долази до изражаја зависност висине живина стуба од температуре живе и од теже. Али, са температуром се мења и дужина скале за мерење. Корекција температуре је за тај случај

$$C_t = (-\alpha t_1 + \beta t_2) \cdot b;$$

у једначини је α кубни коефицијент ширења живе, t_1 температура живе, β линеарни коефицијент ширења скале, t_2 температура скале, а остале вредности су исте као у једначини (41). t_1 је врло блиско или готово једнако вредности t_2 у просторијама са незнатним колебањима температуре, а овде се мора споменути да се соба са барометром уопште не загрева. Ипак, корекције није потребно одређивати формулама, јер постоје таблице у којима су све те вредности прорачунате за температуре од —40,0° до 40,0° и за ваздушне притиске од 460 до 795 мм. Потребне корекције температуре изнесене су у прилогу, таблица V.

Корекција теже изражена је следећом једначином:

$$g = G\,(1 - 0{,}002644 \cos 2\varphi + 0{,}000007 \cos^2 2\varphi - 0{,}0000003147 H;$$

у њој је g тежа на одређеној ширини за коју се хоће да изведе корекција, φ географска ширина, H апсолутна висина. Али су и ове вредности прорачунате унапред и изнесене у прилогу, таблица VI.

При редуковању барометарског стања на температуру мржњења увек се корекција при температури изнад 0° одузме од прочитаног притиска, при температури испод 0° се дода прочитаном притиску. Код корекције теже се одређене вредности за ширине од 0° до 45° одузму од одређеног притиска, а од 45° до 90° му се додају. Висински утицај теже увек се одузима од прочитаног барометарског стања.

Начин како се врше корекције показаће се на примеру. Узеће се два места *A* и *B*, за која су потребни ови подаци:

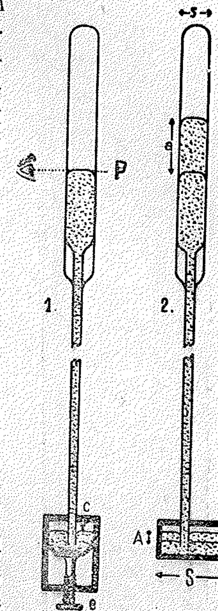
место	геогр. шир.	апс. висина	измерен притисак	температура на барометру
A	41°	248 м	754,3 мм	18,5°
B	48°	248 м	754,3 мм	–12.5°

за место	A	B
измерен притисак	754,3	754,3
корекција на 0°	—2,29	+1,54
	752,01	755,84
кор. теже (ширина)	—0,27	+0.21
	751,74	756,05
кор. теже (висина)	—0,04	—0,04
исправљен притисак	751,70	756,01

Метеоролошке станице служе се, обично, са две врсте барометара са живом. Барометарска цев је код обадва дугачка око 1 метар, широка око 1 центиметар. Поред тога, оба барометра имају на горњој површини суда врло мали отвор помоћу кога је жива у непосредном додиру са ваздухом. Стварно је тај отвор запушен завртњем, али ваздух може ипак пролазити кроз њега и вршити притисак на живу.

Жива у Фортеновом барометру са судом лежи у кожној кесици, доста еластичној, која је причвршћена за зидове суда (слика 36 лево). Површина живе у суду тако се регулише завртњем *e* да се, пре читања притиска, додирне са врхом слонове кости *c*, која је учвршћена за таваницу суда. Тиме је површина живе доведена на нулту тачку скале и тада се може непосредно одредити величина ваздушног притиска. Он се одређује горе, код тачке *P*, до које се жива издигла. Жива је ту, међутим, толико испупчена да се посматрачево око мора тачно налазити на висини правца *P*, јер би иначе мерење било погрешно: Ако би око било ниже од овог положаја, притисак би изгледао већи, него што је, и обратно.

Барометар са редукованом скалом разликује се од првог у томе, што се жива код њега не мора вештачки довести на нулту тачку скале. Жива у овом барометру слободно лежи у суду кружног облика, каквог је и барометарска цев. По томе ће површина пресека барометарске цеви *s* бити у правој сразмери са површином пресека барометарског суда *S* (слика 36 десно), а однос S : s може се непосредно одредити и величина ваздушног притиска. Наиме, ако се притисак почне повећавати, жива у суду ће се спуштати, у цеви уздизати за одговарајућу запремину. Ако се жива у суду спусти за висину *A*, она ће се у цеви морати уздићи за висину *a*. У том ће случају постојати следећа једначина $as = AS$, а по томе се може одредити да је $A = \frac{s}{S}\,a$. Ако је почетан ваздушни притисак био 760 мм, нови притисак ће износити $760 + a + \frac{s}{S}a = 760 + a\,(1 + \frac{s}{S})$ мм. Ово се не мора сваки пут прорачунати, јер је скала удешена у таквој сразмери да за *a* мм одговара $(1 + \frac{s}{S})$ a делова скале, и добија се ваздушни притисак непосредно у милиметрима висине живе.



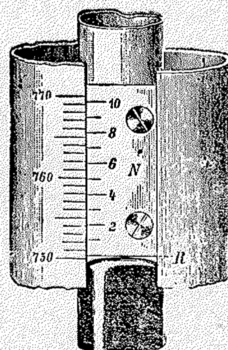
Слика 36. — Састав Фортеновог барометра (лево) и барометра са редукованом скалом (десно)

Цела барометарска цев заштићена је металним оклопом; само се на супротним странама, где је скала, налазе пошири просеци, да би се могле видети промене у висини живе. Ту на оклопу се налази и термометар, којим се мери температура барометра; ова се увек одређује истовремено са одређивањем ваздушног притиска, јер се помоћу те температуре изводе корекције. Слика 37 показује барометар са редукованом скалом. Сасвим доле се налази суд са живом. Око средине је учвршћен термометар *T*, више њега је завртањ *K* којим се нониус *N* доводи до врха испупчене површине живина стуба, т. зв. мениска, да би се могли одредити и десети делови милиметра. Изглед обичног нониуса на барометру даје слика 38. Из ње се види да се мениск живе налази између 750 и 751 мм. Пошто се једино подеок 3 код нониуса подудара са линијама на барометарској скали, притисак ваздуха износи, у томе случају, 750.3 мм. Десно на слици 37 је пресек барометра, из кога се види његов унутрашњи састав.

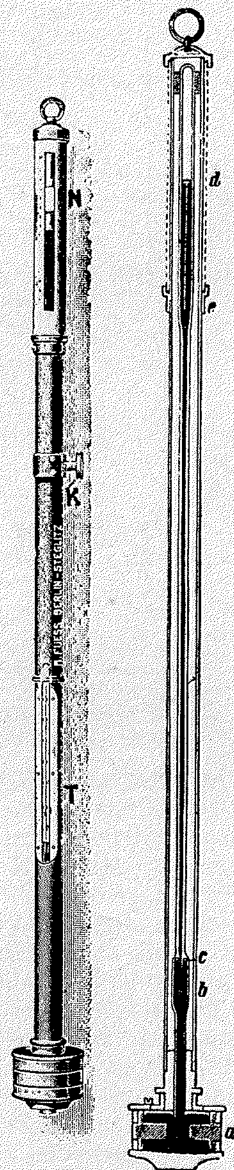
Услови за тачно рађење барометра су ови: 1. да је цев довољно широка, 2. да је жива потпуно чиста, 3. да у горњем празном делу цеви (Торичелијева празнина) не сме бити ни најмање ваздуха, 4. да је барометар слободно обешен, јер отступање од управног положаја за 1° даје погрешку у притиску од 0.1 мм, 5. да јединице на барометарској скали морају бити у границама могућих погрешака при одређивању притиска.

Непрекидне промене у ваздушном притиску бележи ауторегиструјући барограф. Његов главни саставни део су неколико затворених металних кутијица, танких зидова, потпуно или скоро потпуно без ваздуха

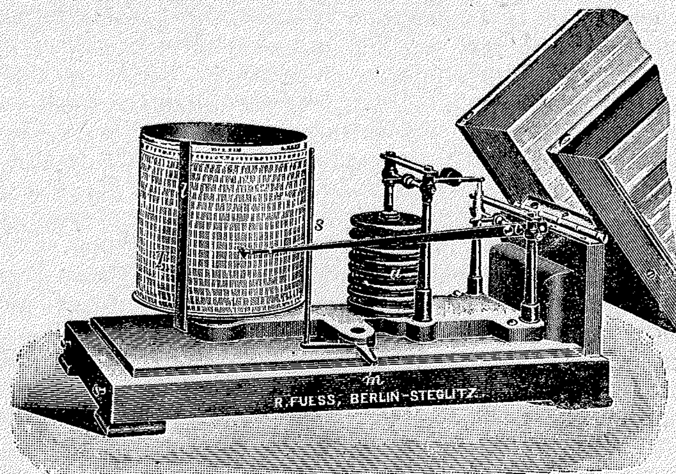
(*a* слика 39). Ове се при повећању притиска угибају, при смањивању притиска се шире. Све кутијице су међусобно повезане; њихове промене, под утицајем ваздушног притиска пренашане су краком полуге, на чијем се крају налази перо. Све остало је исто као код термографа (параграф 39 при крају). Те кутијице, које раде без течности (живе), зову се због тога анероиди (грч. без влаге, дакле суви или без течности), па и ове служе за мерење ваздушног притиска, јер су у томе случају везане са сказаљком. Највише се употребљују компензациони Ноде-Бонеови анероиди, као и анероиди фирме Негрети-Замбра. Анероиди имају ова преимућства према барометрима са живом: не употребљује се течност, подесност за руковање, мала тежина, тачно показивање и при кретању, лако подешавање за регистровање, и сразмерно мала цена. Али се мора рећи да анероиди нису првокласни инструменти, јер се повремено морају проверавати помоћу барометра са живом.



Слика 38. — Нониус крај барометарске скале



Слика 37. — Барометар са редукованом скалом. Лево: спољашњи изглед, десно: унутрашњи састав



Слика 39. — Барограф конструкције Фус

Друга глава

РАСПОДЕЛА ВАЗДУШНОГ ПРИТИСКА У ВЕРТИКАЛНОМ И ХОРИЗОНТАЛНОМ ПРАВЦУ

72. **Опште напомене.** — Исто што је споменуто за температуру ваздуха (стр. 79), вреди и за ваздушни притисак. Наиме, да би се мерење ваздушног притиска могло искористити за одређење притисака изнад земљине површине, мора се — претходно — извршити редукција опажених притисака на исту надморску висину, или на сам морски ниво, јер се метеоролошке станице налазе на врло неједнаким висинама. Стога се мора прво посмотрити како се ваздушни притисак мења са висином.

73. **Опадање ваздушног притиска са висином.** — Познато је да се притисак у течностима повећава пропорционално са повећавањем дубине. Тако се, на пример, притисак у води повећа за 1 килограм на сваких 10 метара дубине. Та сразмерност у повећању притиска са дубином настаје из разлога, што се течности могу сматрати, практично, као нестишљиве, и да им је зато густина иста у свима дубинама. Сасвим су другачији закони за ваздух. Притисак на одређену површину увек је раван тежини ваздушног стуба од те површине па до горње границе атмосфере. Притисак се смањује са повећавањем висине, али, пошто је густина ваздуха у правој сразмери са ваздушним притиском (параграф 8), нижи су слојеви гушћи од виших атмосферских слојева. Та чињеница доводи до закључка да се опадање ваздушног притиска догађа у геометриској прогресији, а оно је толико правилно да се може изразити математичком једначином, као што је доказао Лаплас.

Једначина о опадању ваздушног притиска може се поставити помоћу Бојл-Мариотовог и Ге-Лисаковог закона, а до ње се долази овако: Притисак p се за мајушну висинску разлику dh смањи за мајушну тежину ваздушног стуба dp. То одговара једначини

$$-\,dp = \varrho dh, \tag{42}$$

у којој је ϱ густина ваздушног стуба са јединицом висине (= 1). Ако се густина овог стуба ϱ упореди са густином другог ваздушног стуба ϱ_1 исте висине и истог притиска p, али са температуром од 0°, те две густине су у обрнутој сразмери са апсолутном температуром T и изражене су једначином

$$\frac{\varrho}{\varrho_1} = \frac{273}{T} = \frac{1}{(1+\alpha t)}, \tag{43}$$

а по томе је

$$\varrho = \frac{\varrho_1}{(1+\alpha t)} , \tag{44}$$

где је α топлотни коефицијент ширења (= 0,003674). Густина ϱ_1 може се поново упоредити са густином ϱ_0 новог ваздушног стуба исте висине и исте температуре 0°, али са притиском p_0; па како су обе густине у правој сразмери са притисцима, биће

$$\frac{\varrho i}{\varrho_0} = \frac{p}{p_0} \quad \text{или} \quad \varrho i = \frac{p}{p_0}\,\varrho_0. \tag{45}$$

Последња вредност може се ставити у једначину (44), која ће добити овај облик

$$\varrho = \frac{p}{p_0} \cdot \frac{\varrho_0}{(1+\alpha t)} . \tag{46}$$

У овој једначини је p_0 дефинисано као притисак при земљиној површини, и, одговарајући томе, ϱ_0 као густина ваздушног стуба при земљиној површини са висином 1 и температуром од 0°.

Тиме се мења и основна једначина (42), јер је ϱ помоћу притиска и температуре сведено на ϱ_0, и прелази у следећи облик

$$-\, dp = \frac{p}{p_0} \cdot \frac{\varrho_0}{(1+\alpha t)} \cdot dh \tag{47}$$

По тој једначини излази да је

$$-\frac{dp}{p} = \frac{\varrho_0}{p_0} \cdot \frac{dh}{(1+\alpha t)} . \tag{48}$$

Интеграцијом једначине (48), тј. непрестаним повећавањем висине за износ dh док се не дође до тражене висине h, добиће се нова једначина, пошто је

$$\int \frac{dp}{p} = \text{lognat } p,$$

$$\text{lognat } p = \text{конст.} - \frac{\varrho_0 h}{p_0(1+\alpha t)} . \tag{49}$$

Али се и интеграциона константа у једначини (49) може изразити као природни логаритам, ако се претпостави да је h = 0. Десни разломак, услед тога, испадне, а са леве стране се p замени у p_0, тј. притисак p на висини h у притисак p_0 при земљиној површини, и тада је

$$\text{конст.} = \text{lognat } p_0. \tag{50}$$

Ако се последњи израз унесе у једначину (49), и ако се $p_0 : \varrho_0$ означи са H, биһ

$$\text{lognat } p = \text{lognat } p_0 - \frac{h}{H(1+\alpha t)} . \tag{51}$$

То је барометарска висинска једначина, у којој је H висина хомогене атмосфере, тј. горње границе ваздуха у случају да је густина у целој атмосфери једнака или да у целој атмосфери влада исти притисак од 760 мм притиска живе. Пошто кубни метар живе (при 0°C) тежи 13.596 кг, биће нормалан ваздушни притисак од 760 мм, на површини од 1 м², 10.333 кг/м² (= 13596 × 0,76), који се зове притисак једне атмосфере. Са друге стране, литар сувог ваздуха при температури од 0°, притиску од 760 мм, на 45° шир., и на морском нивоу тежи 1,29305 грамова, а кубни метар сувог ваздуха 1293 грама. Сразмера 10333 : 1,29305 = 7991 даје висину хомогене атмосфере, у метрима. Ако се узме у обзир и незнатно смањивање теже са висином, добила би се нешто већа вредност висине хомогене атмосфере, 8001 метар. Ако се, најзад, са g означи убрзање теже за место на било којој ширини, биће висина хомогене атмосфере за то место изражена величином H = 8001 (G : g), у којој је G нормално убрзање теже на 45° шир. и на морском нивоу.

Једначина (51) добија, по овим ознакама, другачији вид:

$$\text{lognat } p = \text{lognat } p_0 - \frac{h}{8001(1+\alpha t)} . \tag{51a}$$

Ако се хоће да се ова једначина преведе у Бригове логаритме, мора се H поделити са модулом 0,43429, и тада је изражена у облику

$$\log p = \log p_0 - \frac{h}{18420\,(1+\alpha t)} \quad \text{или} \quad h = 18420\,(1+\alpha t) \log \frac{p_0}{p} . \tag{51b}$$

Потпуна барометарска висинска формула је оваква

$$\log p = \log p_0 \frac{h}{18420\,(1+0{,}003674t)\ (1+0{,}378\, e{:}p)\,(G : g)}, \tag{52}$$

у којој је

$$g = G\,(1 - 0{,}002644 \cos 2\varphi + 0{,}000007 \cos^2 2\varphi - 0{,}0000003147\ H).$$

Помоћу једначине (52) може се одредити висинска разлика између два оближња места, са познатим географским ширинама, апсолутном висином базне, ниже станице, и свим осталим метеоролошким вредностима. То ће се показати на примеру (Р. Рајнов):

станица A ($p_0 = 728{,}3$ мм; $t_0 = 14{,}6°$; $e_0 = 9{,}7$ мм; $\varphi_0 = 46°12'$; $h_0 = 407$ м)
„ B ($p = 568{,}1$ мм; $t = 3{,}8°$; $e = 4{,}7$ мм; $\varphi = 45°52'$; $h = ?$)

По томе су средње вредности метеоролошких елемената (m) у ова два места $p_m = 648{,}2$ мм; $t_m = 9{,}2°$; $e_m = 7{,}2$ мм; $\varphi_m = 46°2'$, а на основу њих се прорачунава висинска разлика AB:

1) по формули: $h_1 = 18420 \log \frac{p_0}{p} = 1987$ м

2) исправљено према температури $t_m = 9{,}2°$

$$h_1\,(1 + \alpha\, 9{,}2) = h_2 = 2052{,}5 \text{ м}$$

3) исправљено према парном притиску e_m

$$h_2\,(1 + 0{,}378\,\frac{e}{p}) = h_3 = 2061{,}1 \text{ м}$$

4) корекција теже за ширину : $h_3\,(1 + 0{,}002644 \cos 2\,\varphi_m) = h_4 = 2060{,}9$ м
5) корекција теже за висину : $h_4\,(1 + 0{,}000000196\ h_m) = h_5 = 2061{,}8$ м.

По томе је $h = h_0 + 2061{,}8 = 407 + 2061{,}8 = 2468{,}8$ м.

За практичне потребе се узима скраћена једначина Бабинеа, у којој се не примењује логаритамско рачунање:

$$p_0 + p = 2 \times 8001 \,.\, (1 + \alpha t)\,\frac{p_0 - p}{h} \quad \text{или} \quad h = 2 \times 8001 \,.\, (1 + \alpha t)\,\frac{p_0 - p}{p_0 + p} . \tag{53}$$

Слична овој је и висинска једначина од Лапласа. Али, да би се у једначину увео и утицај влажности ваздуха, Лаплас је нешто повећао коефицијент ширења ваздуха

(= 0,003674) и узео да је раван вредности од 0,004. Ако се, затим, уместо (1+0,004t) стави, што је сасвим исто, 0,004 (250°+t), где је *t* средња температура целог ваздушног стуба, а чинитељу (2 × 8001) . 0,004 (250°+t) да подеснији облик 64 (250°+t), биће једначина (53) изражена као

$$p_0 + p = 64 \,.\, (250° + t) \frac{p_0 - p}{h} \qquad \text{или} \qquad h = 64 \,.\, (250° + t) \frac{p_0 - p}{p_0 + p}. \qquad (53a)$$

Овом једначином се добија погодна и једноставна формула за редукцију ваздушног притиска на морски ниво:

$$p_0 = p + \frac{h}{64} \times \frac{p_0 + p}{(250° + t)}. \qquad (54)$$

Х а н је прорачунао средње ваздушне притиске за разне висине, при различитим почетним температурама на морском нивоу, али под претпоставком да је вертикални градијент температуре 0,5° за 100 м висине, и да је притисак ваздуха при морском нивоу стално 762 мм. Подаци су изнесени у таблици 21.

Таблица 21. — Опадање ваздушног притиска са висином

висина км	температура на морском нивоу						промена у ваzд. притиску за 1°C	висински ступањ за 1 мм разлике у притиску
	0°	5°	10°	15°	20°	25°		
6.0	343	348	353	359	364	369	1,09	22,5
5.0	394	399	404	410	415	420	1,02	19.6
4.0	452	457	461	466	470	475	0,91	17,2
3.0	517	521	525	529	532	536	0,76	15,1
2.5	553	556	559	563	566	569	0,67	14,2
2.0	590	593	596	599	601	604	0,56	13,4
1.5	630	632	634	636	639	641	0,44	12,5
1.0	671	673	673	676	678	679	0.32	11,8
0.5	716	716	717	718	719	720	0,16	11,1
0.0	762	762	762	762	762	762	0,00	10,5

Са друге стране, смањивању ваздушног притиска за 1 мм при морском нивоу и при температури од 0° 10° 20°
одговара висински ступањ од 10,51 10,94 11,36 метара
на 1 км висине, висински ступањ од 11,83 12,31 12,79 „

По овим разликама у висинским ступњевима, на истој висини, излази да те ступњеве, при температурама испод или изнад тачке замрзавања, треба на сваки 1° смањити или повећати за 0,4%. Ако је, на пример, ваздушни притисак 600 мм (висински ступањ при 0° 13,3 м), а температура 15°, треба висински ступањ повећати за 6,0% (=0.4 × 15), тј. од 13,3 на 14,1 метар.

74. **Промене у густини ваздуха са висином.** — У динамичкој метеорологији, која се бави и заједничким суделовањем промена температуре и ваздушног притиска, често се употребљава густина ваздуха (специфична тежина), одн. њена реципрочна вредност, специфична запремина. Општи подаци о густини сувог и влажног ваздуха дати су раније (параграф 8), а овде треба показати како се густина ваздуха мења са променама темпе-

ратуре и ваздушног притиска. Једначина (6) омогућава да се одреди густина ваздуха и за разне притиске при истој температури, као и за разне температуре при истом ваздушном притиску. Те везе показује таблица 22, у којој су апсолутне температуре прерачунате у Целзиусове степене, а висине, које би одговарале појединим притисцима, одређене су тек приближно.

Таблица 22. — Густина сувог ваздуха у грамовима на кубни метар

притисак мб	температура у °C											прибл. вис. км
	—70	—60	—50	—40	—30	—20	—10	0	10	20	30	
200	344	327	313	299	287	276	265	255	246	238	230	11.6
300	515	491	469	449	431	413	398	383	369	356	345	9.2
400	687	655	626	598	574	551	530	511	493	475	459	7.2
500	859	819	782	748	717	689	662	637	616	595	575	5.5
600	1031	982	938	898	860	826	795	766	739	714	690	4.1
700	1191	1136	1085	1039	996	957	920	887	856	827	799	2.9
800	1361	1297	1239	1187	1139	1094	1052	1013	978	945	914	1.8
900	1531	1460	1395	1336	1281	1230	1184	1141	1102	1065	1028	0.8
1000	1701	1622	1549	1483	1423	1367	1315	1267	1223	1181	1142	0.2
рел. влаж.	исправке за влажни ваздух (одузети од горњих вредности)											
50%	—	—	—	—	—	—	1	1	2	5	10	
100%	—	—	—	—	—	1	1	2	6	11	18	

По горњој таблици излази да се густина ваздуха смањује са висином спорије од опадања ваздушног притиска (таблица 21), пошто је смањивање густине према висини успорено опадањем температуре.

Да би се урачунала и влажност ваздуха мора се употребити једначина (8а). По њој су изведене корекције, које треба одузети од вредности густине сувог ваздуха у таблици 22, и то за случајеве да је ваздух до половине засићен или потпуно засићен воденим паром. При нижој температури од —20° нема никакве корекције.

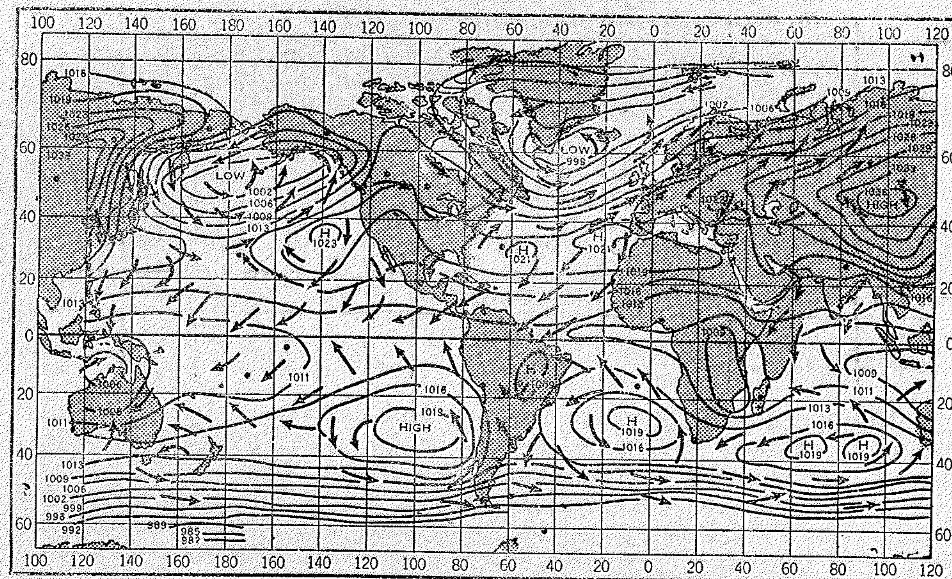
75. **Расподела ваздушног притиска по земљиној површини.** — Наглашено је у параграфу 71 да се притисци свих станица морају свести на исту надморску висину или на морски ниво, ако се хоће да добије расподела ваздушног притиска по земљиној површини. Само се на тај начин могу непосредно упоређивати подаци извршених мерења за одређен месец, годишње доба или за целу годину са свих места, која су стварно на врло различитим висинама. За ову редукцију је најпогоднија једначина (54).

Ако се редуковане вредности притисака на морски ниво унесу у географске карте, и ако се сва места истих притисака повежу линијама, добиће се т. зв. и з о б а р е, линије једнаких ваздушних притисака. Карте са таквим линијама зову се и з о б а р с к е к а р т е.

Општа расподела ваздушног притиска по земљиној површини приказаће се за два екстремна месеца, јануар (слика 40) и јули (слика 41), из којих се могу извести најглавније црте.

У и з о б а р с к о ј к а р т и ј а н у а р а развијен је низак притисак изнад целе полутарске области, нарочито у Јужној Африци и у северном делу Аустралије, са вредностима испод 1009 мб (757 мм). Притисак

се одатле повећава према северу и југу, тако да се у субтропским крајевима налазе, местимице испрекидани, појасеви високог притиска на обе земљине полукугле. На јужној полукугли, где је јануар средњи летњи месец, јављају се острва високог притиска изнад океанских површина, али су максималне вредности тек нешто веће од 1019 мб (764 мм). Притисак се нагло смањује даље према југу, отприлике од 40° јуж. шир. У истом месецу је, на северној земљиној полукугли, где влада зима, развијен веома висок ваздушни притисак у унутрашњости Северне Америке и Азије; овде се, на граници Монголске и Кине, повећа до преко 1036 мб (777 мм). Али се висок притисак и на једном и на другом континенту простире до много



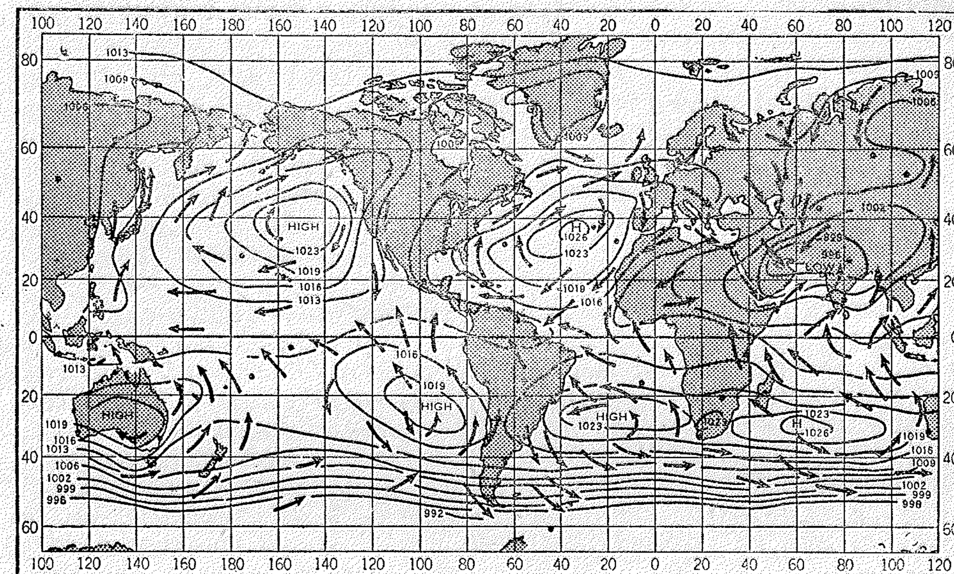
Слика 40. — Јануарске изобаре (по Ветмену)

веће географске ширине, него на јужној полукугли. Низак притисак је развијен на врло великим површинама изнад океана, особито на Атлантском Океану, са вредностима до испод 999 мб (749 мм).

У ј у л у има полутарски појас већином нешто нижи притисак од 1013 мб (760 мм). Притисак се постепено повећава према југу, и на јужним субтропским ширинама, особито од 20° до 40° јуж. шир., настају два велика, али прекинута појаса високог притиска, један изнад источне половине Тихог Океана, са вредношћу преко 1019 мб (764 мм), а други се шири приближно од 60° зап. дуж. до 160° ист. дуж., обухватајући субтропске, делом и тропске, делове Атлантског и Индиског Океана, источни крај Бразилије, јужни део Јужне Африке и готово целу јужну половину Аустралије, са истом вредношћу као у првом, али изнад Индиског Океана до преко 1026 мб (770 мм), у којим је пределима зима. Од 40° јуж шир. се притисак нагло смањује и око 60° јуж. шир. местимице спадне до 992 мб (744 мм). — Другачије је на северној полукугли, на којој је лето. Предели високог притиска су изнад Атлантског Океана и источног дела Тихог Оке-

ана, са вредностима преко 1023 мб (767 мм), док је у јужном делу Азије, од Арабије до изворишта Јанцекјанга, област најнижег притиска од 1002 мб (752 мм) до испод 998 мб (748 мм). Северна Америка нема изразитијег предела ниског притиска, са изузетком Бафинове Земље на крајњем североистоку, где је нижи од 1009 мб (757 мм), као и изнад Гренланда. Субполарне области имају доста повећан ваздушни притисак, преко 1013 мб (760 мм).

Ако се ове изобарске карте упореде са одговарајућим изотермним картама (слика 31 и 32), утврдиће се да су прве у зависности од других,



Слика 41. — Јулске изобаре (по Ветмену)

али не у потпуности. Појас полутарског ниског ваздушног притиска добро се подудара са појасом високих температура у полутарској области. Исто се тако, код континената, показује тежња да зими имају ниску температуру са високим ваздушним притиском, а лети се јавља обратно: висока температура са ниским притиском. Океани имају супротне тенденције, бар на вишим географским ширинама. На њима су лети сразмерно ниске температуре, а висок атмосферски притисак, док зими владају сразмерно високе температуре са ниским притиском. Чак се и мања мора зими одликују ниским притиском ваздуха. Та мора развијају зими сопствена барометарска минима, услед велике магазиниране топлоте у летњој половини године, као што је, на пример, на Јадрану. Лети су ови утицаји много неизразитији, па их је тешко и видети.

Ипак се не може рећи да је општа расподела ваздушних притисака у појединим месецима искључиво условљена расподелом топлоте на земљиној површини. Појасеви високог притиска на субтропским северним и јужним ширинама развијени су изнад океана и у јануару и јулу, а не могу се довести ни у какву везу са температуром. Даље се види из изо-

барских карата да се ваздушни притисак смањује према половима на обе полукугле, дакле да се смањује у истом правцу, у коме се смањују и температуре. Нарочито се ово не може довести ни у какву везу са температурама на јужној полукугли, где се притисак нагло смањује према великим јужним ширинама.

Све то указује да је ваздушни притисак, на умереним ширинама, условљен у својој расподели и од других утицаја, о којима ће тек доцније бити говора (параграф 159). То су велика атмосферска кретања, која настају разликама у температури између полутарског појаса и полова; она су отприлике на граници тропског и умереног појаса поремећена утицајем земљине ротације, и ту је расподела ваздушног притиска на земљиној површини условљена динамички, а не само термички.

76. **Зонална расподела ваздушног притиска.** — Средњи притисак појединих упоредника у појединим месецима или години одређује се на исти начин као и код температура, али овде помоћу изобарских карата. Изнеће се вредности средњих ваздушних притисака за месеце јануар и јули, које су у последње време прорачунали Мајнардус и Баур, а за годину по старијим подацима Ферела. У све ове вредности унесена је корекција теже (в. таблица 23).

При упоређењу највиших и најнижих притисака види се да су максима постојанија, јер настају на обе полукугле између 30° и 40° шир. Полутарски минимум се у средњој годишњој вредности налази од 5° до 10° сев. шир., у јануару од 5° до 10° јуж. шир., а у јулу око 15° сев. шир. Врло низак притисак истиче се нарочито на већим ширинама, између 60°—65° јуж. шир., са вредностима од 741 до 742 мм. Слично је и на северној полукугли; ту је минимум притиска у месецу јулу и у годишњој вредности на 65° шир., у јануару на 75° шир. Притисци су прилично повећани око полова, са изузетком јула на северној полукугли, где максимум притиска настаје на 75° шир.

Таблица 23. — Средњи ваздушни притисак при морском нивоу са корекцијом теже, 700 мм +

сев. шир.	0°	10°	15°	20°	30°	35°	40°	50°	60°	65°	70°	75°	80°	90°
јануар	57.8	59.0	60.2	61.9	64.6	64.8	63.9	62.3	60.8	60.2	59.3	58.9	59.5	60.2
јули	59.0	57.7	57.5	57.9	59.4	60.0	60.1	59.0	57.7	57.5	57.8	58.6	58.4	57.9
година	58.0	57.9	58.3	59.2	61.7	62.4	62.0	60.7	58.7	58.2	59.2	59.7	60.7	61.3
јуж. шир.														
јануар		57.7	57.9	58.8	61.1	61.7	61.2	52.7	42.3	42.4	43.2	43.7	44.1	44.5
јули		60.9	62.0	63.5	65.3	64.0	60.9	53.0	41.3	41.2	42.0	42.4	42.7	43.4
година		59.1	60.2	61.7	63.5	62.4	60.5	53.2	41.7	41.2	41.9	42.6	43.1	43.4

Треба обратити пажњу још на једну чињеницу, која се јавља у средњим вредностима ваздушног притиска земљиних полукугала у супротним годишњим добима. Редукован притисак на морски ниво сваке полукугле је зими доста већи, него лети, као што показују следећи бројеви за појасеве од полутара до 65° геогр. шир.

	0°—65° сев. шир.	0°—65° јуж. шир.
јануар	761.5 мм	755.5 мм
јули	758.6 мм	757.2 мм

Те разлике имају теориски значај, јер ваздушни притисак мора остајати константан на целој земљиној површини. Али, како то није случај, судећи по предњим подацима, изгледа да одређена количина ваздуха отиче, на висини, са оне полукугле на којој је лето према другој полукугли, где је тада зима. У коликом се износу то збива видеће се у параграфу 78.

77. **Средњи притисак земљиних полукугала и целе Земље. Маса атмосфере.** — Средње вредности ваздушног притиска у таблици 21 не одговарају стварности, јер је — услед извршене редукције на морски ниво — притисак изнад континената већи од истинитог. Ваздушне масе, које би требало да се налазе од морског нивоа до просечне висине неког континента, уопште не постоје. Тек ако се, дакле, прорачуна средња висина свих континената на северној и на јужној полукугли, и ако се та запремина сразмерно расподели по целој одговарајућој полукугли, моћи ће се добити истините средње вредности ваздушних притисака, одузимањем оне замишљене запремине ваздуха, која одговара средњој висини свих континената изнад морског нивоа на дотичној полукугли. Средњи притисци су оволики, према одређењима Хана:

сев. полукугла: сред. притисак 759.7 мм; одузети 26.4 мм; стварни прит. 733,3 мм;

јуж. полукугла: сред. притисак 756.8 мм; одузети 16.4 мм; стварни прит. 740.4 мм.

Средњи притисак на целој Земљи је, на основу ових података, око 740 мм.

Сада се може одредити и маса атмосфере, ако се средњи притисак на земљиној површини (74 цм) помножи са специфичном тежином живе и са земљином површином (51×10^{17} цм²), дакле $74 \times 13{,}5955 \times 51 \times 10^{17}$ г $= 513 \times 10^{16}$ кг. То значи да је атмосферска маса 5130 билиона тона, и да на свакој полукугли има око 2600 билиона тона ваздуха. Корекција запремине ваздуха, коју заузимају узвишења на континентима, није већа од 5%. Маса атмосфере је нешто мања од милионитог дела земљине масе.

78. **Пренашање ваздушних маса са једне полукугле на другу.** — Сер Непеор Шс је, не узимајући у обзир горњу корекцију од 50%, прорачунао колика су приближна пренашања ваздушних маса у сваком месецу са једне земљине полукугле на другу, према одговарајућим разликама у притисцима на северној и јужној полукугли у истом календарском месецу. Маса атмосфере на северној полукугли је, на тај начин, већа од њене просечне вредности (око 2600 билиона тона)

	у октобру	новембру	децембру	јануару	фебруару	марту	априлу
за	0.1	1.7	4.2	5.1	4.4	1.7	0.3 бил. тона,

а мања је од њене просечне вредности

	у мају	јуну	јулу	августу	септембру
за	1.6	4.2	5.1	4.1	2.5 бил. тона.

То значи да ваздух отиче од октобра до априла са јужне на северну полукуглу, односећи масу од 17.5 билиона тона, јер јужна полукугла има тада вишу температуру и ваздушни притисак се стога смањује, док

се на хладнијој северној полукугли масе ваздушне нагомилавају, а притисак се повећава. Ваздух отиче од маја до септембра са северне на јужну полукуглу, из истих раније поменутих разлога, односећи укупно масу од 17.5 билиона тона. На тај је начин успостављена равнотежа у атмосферској маси током просечне године. Цело годишње колебање ваздушних маса на земљиним полукуглама нешто је веће од 10 билиона тона, са екстремним вредностима у јануару и јулу. Најбрже је отицање ваздушних маса са једне полукугле на другу у прелазним годишњим добима.

Трећа глава

ДНЕВНИ И ГОДИШЊИ ПЕРИОД ВАЗДУШНОГ ПРИТИСКА

79. **Дневни ток ваздушног притиска.** — Притисак ваздуха се толико правилно мења у току дана да је тај појав откривен још крајем 15 века у Сенегамбији, у тропском појасу. Карактеристичан дневни ток притиска има у тропима облик дуплог таласа са максимумом око 10 и 22 часа, минимумом око 4 и 16 часова месног времена, и тако се јавља готово сваког дана. Исте се црте показују и на умереним и високим ширинама, али само при тихом времену, иначе их нема услед поремећаја који настају појавама покретних барометарских депресија и антициклона (параграф 194, 203). Карактеристичан облик таласа добија се, у тим крајевима, само на основу дугогодишњих средњих вредности.

Ниједан други метеоролошки елеменат нема толико правилан дневни период као ваздушни притисак, али су разлике између максимума и минимума веома мале. Дневно колебање ваздушног притиска је утолико у вези са дневним колебањима температуре, што се и дневно колебање ваздушног притиска смањује од полутара према вишим ширинама. Треба споменути и ову чињеницу да максима и минима притиска немају исту вредност; већином је један од њих изразитији, тј. један максимум или минимум има већи притисак од другог максимума или минимума. Дневни период ваздушног притиска показаће се на примерима (таблица 24), у отступањима од средњег дневног притиска.

Таблица 24. — Дневне промене ваздушног притиска у отступањима од средње дневне вредности, у мм

0 ч	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	кол.
Тихи Океан, 4°30′ јуж. шир.												
0.42	–0.27	–0.74	–0.05	0.94	1.07	0.23	–1.00	–1.30	–0.55	0.27	0.89	2.37
Монтевидео, 34°52′ јуж. шир.												
0.15	–0.07	–0.20	0.14	0.57	0.66	0.25	–0.38	–0.62	–0.50	–0.13	0.17	1.28
Упсала, 59°52′ сев. шир.												
0.11	0.03	–0.06	–0.04	0.04	0.16	0.07	–0.09	–0.17	–0.13	0.01	0.10	0.33
Источна Антарктика, Острво Роса, 77°44′ јуж. шир., 166°35′ ист. дуж.												
–0.03	–0.09	–0.11	–0.04	0.04	0.15	0.11	0.05	–0.02	–0.03	0.05	0.01	0.26
Обир (врх, 2047 м), 46°30′ сев. шир.												
0.20	–0.09	–0.36	–0.33	–0.11	0.13	0.24	0.13	–0.02	–0.12	0.04	0.28	0.64
Целовец (котлина), 46°37′ сев. шир.												
0.32	0.31	0.32	0.42	0.49	0.33	0.12	–0.63	–0.83	–0.66	–0.17	0.20	1.32

Из примера се види да су дневни максимум и минимум истакнутији од ноћних. У поларним крајевима, у долинама и котлинама умереног појаса јавља се само један талас, као што показује пример Целовца. Дневно колебање притиска је код места у долинама и котлинама повећано према нормалном колебању, док се у поларним крајевима стално смањује са повећањем ширине. Планински врх Обира има сасвим сличан дневни период притиска са местима на малим висинама, али са прилично већим колебањем него у Упсали.

С и м п с е н је, анализом дневних промена притиска, одредио колебање и фазу полудневних осцилација притиска између полутара и пола, а податке из сваког појаса свео је на просечну геогр. ширину. Поред тога је претпоставио да су опажене осцилације проузроковане двема вибрацијама атмосфере: једна настаје на сваком месту упоредника у исто месно време (екваторска вибрација), док друга настаје на сваком месту упоредника у исто Гриничко време (поларна вибрација). Вредности, у милиметрима, показује ова таблица:

ширина сев.	екваторска вибрација колебање мм	екваторска вибрација појава максимума месно време	поларна вибрација колебање мм	поларна вибрација појава максимума ср. Грин. време
80°	0,022	9ч 54м	0,080	11ч 7м
60°	0,096	9 44	0,062	11 23
40°	0,387	9 52	0,043	11 58
18°	0,895	9 49	0,082	3 46
0°	0,920	9 46	0,068	3 8

Поред полудневне осцилације, која се може увек проценити помоћу хармоничке анализе, постоји 24-очасовно трајање у варијацији притиска, као и други краћи периоди, 8-очасовни, 6-часовни итд.

Дневни период ваздушног притиска је теориски веома важан, због његових особина, али му је практични значај врло незнатан. Стога се неће изнети теорије о дневном току притиска, јер овај појав није још потпуно објашњен. Лорд К е л в и н је особености дневног тока притиска сматрао као терестриски појав и држи да се атмосфера мора узети као целина. За њу је потребно одредити слободне дневне осцилације, за које би била способна. Тада би се, вероватно, нашло да је трајање п р и р о д н о г периода слободних осцилација много ближе полудневној, него дневној дужини. Тада би сасвим слабим потстаком могла бити изазвана дупла дневна осцилација са повећаним колебањима. Тај потстак би могао настати дневним током температуре, који има асиметричан облик, и који се даје разложити у дневну и полудневну осцилацију. Ма да је последња много слабија од прве, ипак би полудневни температурни талас могао изазвати много јачу осцилацију ваздушног притиска од изразитијег дневног температурног таласа. То појачање полудневне осцилације притиска може бити последица ресонанце, као што се и звук може ресонанцом знатно појачати, а дисонанцом ослабити.

80. **Годишњи ток ваздушног притиска.** — Годишње промене у ваздушном притиску доста су променљиве од једног до другог предела. Једино опште правило које би се могло поставити је следеће: Ваздушни притисак је у унутрашњости континената умереног појаса зими највећи, лети најмањи, док је изнад океанских пучина обратно: највећи притисак влада лети, најмањи, зими. У томе се јасно огледају везе са годишњим токовима температуре. У прелазним областима, на пример и Западној Европи, зими преовлађују континентални, лети, океански услови. Ту су, дакле, високи ваздушни притисци у ова два доба одвојени од ниских притисака у пролећу и јесени. Али је зимски максимум увек изразитији од летњег. И на океанима се појави већином још један максимум притиска зими, али слабији од летњег, и спордни минимум у пролећу. Поред тога, годишње колебање притиска је веће у континенталним, него у океанским пределима.

У полутарским крајевима је прилично редак случај да се ваздушни притисак прилагођава временима равнодневица и солстиција, као што је на пр. у Батавији, донекле и на Малден Острву (Полинезија). Обично настаје само један максимум и један минимум притиска, али без икаквог правила. На приморским и унутрашњим местима Африке, Јужне Америке, Сундских Острва и Нове Гинеје, између 10° сев. и 10° јуж. шир., највећи притисак је у јулу или августу, најмањи већином у једном од зимских месеца, док у јужном делу Индије и на Цејлону највећи притисак настане у јануару или фебруару, најмањи између маја и јула, одговарајући свакако општим условима ваздушног притиска на копну Азије. Али се мора истаћи да су годишња колебања ваздушног притиска у тим крајевима обично мања од 3.0 мм, као што је незнатно и годишње колебање температуре. Према већим ширинама се годишње колебање притиска повећава, али врло неправилно.

Таблица 25. — Годишњи токови ваздушног притиска, 700 мм +

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	кол.
континентални тип умерених ширина													
Красноводск	68,3	67,9	65,7	63,5	62,2	59,4	57,8	59,6	63,4	67,4	67,9	68,7	10,9
океански тип умерених ширина													
Ситка	53,9	54,5	54,6	56,9	58,6	59,6	61,0	59,6	56,2	52,1	51,9	52,6	9,1
Понта Делгада	66,6	66,0	65,2	65,9	66,0	67,7	68,2	66,8	65,8	63,8	64,9	66,2	4,4
прелазни тип умерених ширина													
Нант	61,6	60,1	57,7	57,6	58,5	59,7	60,1	59,9	59,6	58,2	58,2	59,2	4,0
полутарски тип													
Батавија	56,8	56,9	56,7	56,4	56,5	56,7	57,0	57,2	57,3	57,0	56,7	56,5	0,9
Киксерамовим	40,8	41,1	41,1	41,1	41,8	42,8	43,3	43,0	42,3	41,4	40,7	40,6	2,7
Коломбо	57,5	57,4	56,9	55,9	55,5	55,7	56,0	56,2	56,6	56,7	56,9	57,1	2,0
поларни (арктички) тип													
Упернивик	54,4	56,7	59,4	62,0	62,1	59,1	58,7	58,5	56,4	56,8	56,5	54,8	7,7

Поларни крајеви изнад Леденог Мора имају највећи притисак у априлу или мају, најмањи у јануару или фебруару, али на северном делу Гренланда и у архипелагу Северне Америке настаје споредни максимум у новембру, а главни минимум у јулу. Годишња колебања притиска су велика, 7,7 до 9,7 мм.

Годишње промене притиска код сваког од ових типова приказане су примерима у таблици 25. Красноводск, место у Ср. Азији (40°0′ сев. шир., 52°59′ ист. дуж, 21 м), претставник је континенталног типа умерених ширина; Ситка, на Аљасци (57°4′ сев. шир, 135°19′ зап. дуж., 27 м) и Понта Делгада, на Азорским Острвима (37°44′ сев. шир., 25°40′ зап. дуж., 22 м)

припадају океанском типу умерених ширина, али у другом месту настају два максима и два минима притиска; Нант, лука на западу Француске (47°15′ сев. шир., 1°34′ зап. дуж., 37 м) има прелазни тип умерених ширина; Батавија, на Јави (6°11′ јуж. шир., 106°50′ ист. дуж., 8 м) Киксерамовим, у Бразилији (5°16′ јуж. шир., 39°15′ зап. дуж., 207 м) и Коломбо, на Цејлону (6°54′ сев. шир., 70°53′ ист. дуж., 8 м) места су полутарског типа, док је Упернивик, на Гренланду (72°47′ сев. шир., 56°7′ зап. дуж., 19 м), арктичког типа.

Четврта глава

НЕПЕРИОДСКЕ ПРОМЕНЕ ВАЗДУШНОГ ПРИТИСКА

81. **Опште напомене.** — Дијаграми годишњег тока ваздушног притиска показују прилично велике разлике од једне године до друге, тако да разлика у притиску истога месеца, у две узастопне године, може бити већа од нормалног годишњег колебања ваздушног притиска. Другим речима, средње вредности ваздушних притисака истих месеца колебају у разним годинама у ширим или ужим границама, према годишњим добима и према неким локалним условима. Та колебања се повећавају са повећањем географских ширина, тако да је годишњи ток притиска од једне до друге године врло променљив у највећем делу Европе. Као пример може послужити Београд, где су средње месечне вредности ваздушних притисака у 1932 и 1933 години биле оволике (700 мм +):

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1932	60,29	54,32	50,40	45,89	47,34	48,73	47,01	51,13	50,71	47,63	54,55	58,54
1933	54,51	49,17	51,88	49,33	46,31	45,63	50,37	50,00	51,34	49,84	48,38	51,19

Средње годишње колебање ваздушног притиска у Београду износи 4,39 мм, док је 1932 било 14,40 мм, 1933 8,88 мм. Али је у сваком од три зимска месеца ове две године разлика у притиску била већа од 4,4 мм, у децембру чак 7,35 мм.

На велике неправилности у променама притиска указује и ова чињеница. Јануарски притисак у Београду је просечно за 4,03 мм већи од јулског, па ипак је та разлика у периоду од 60 година била 8 пута негативна, тј. у 8 година је јули имао већи средњи притисак од јануара. Екстремне вредности су +13,6 мм и —6,3 мм. Слично се збива и у Лењинграду, где је средњи јануарски притисак за 4,2 мм већи од средњег јулског притиска а максимална разлика је колебала између 22,9 мм и —10,4 мм. Стога треба дати неколико података и о непериодским променама ваздушног притиска.

82. **Средња променљивост месечних притисака ваздуха.** — Ова вредност се прорачунава код ваздушног притиска на исти начин као код температура (параграф 53). То је, дакле, средња вредност отступања ваздушног притиска од нормалног притиска за сваку узастопну годину истога месеца, без обзира да ли су она позитивна или негативна. Примери су изнесени у следећој таблици:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Сев. Атлантик 62° сев.	5,0	4,4	4,3	2,6	2,7	2,4	2,4	2,7	3,2	3,8	5,0	4.1
Ср. Европа око 49° сев.	3,2	3,2	3,0	2,0	1,3	1,3	1,1	1,2	1,5	2,0	2,1	3,7
Југоз. Евр. око 39° сев.	2,4	2,7	2,6	1,5	1,2	0,8	0,7	0,9	1,0	1,7	1,9	3,0
троп. појас око 17° сев.	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,5	0,5

Средња променљивост ваздушног притиска повећава се са географском ширином. Променљивост има изразит годишњи период: највећа је зими, најмања лети, што донекле вреди и за тропски појас, где је годишњи ток средње променљивости ваздушног притиска неизразит.

Средња месечна променљивост ваздушног притиска се, са друге стране, углавном смањује од океана према унутрашњости копна, са изузетком тропских крајева. То ће се видети на профилу отприлике по упоредннку од 39° сев. шир. за просечну променљивост месечних средњих вредности: Азорска Острва 2.20 мм, Лисабон 1.54 мм, Палермо 1.51 мм, Атина 1.40 мм, Тбилиси (Тифлис) 1.13 мм.

Полутарски крајеви имају подједнаку средњу променљивост притиска и зими и лети, али се променљивост, према северу, зими повећава готово двапут брже, него лети.

Најзад треба споменути да се средња променљивост ваздушног притиска према висини нешто спорије смањује од самог смањивања ваздушног притиска.

83. **Апсолутна променљивост средњих месечних притисака.** — Овим је појмом означена разлика између највећег и најмањег притиска у истом месецу дугогодишњег периода посматрања. Највеће вредности су зими, најмање лети, у сагласности са истим променама и код апсолутне променљивости средњих месечних температура. Апсолутна променљивост средњих месечних притисака највећа је изнад северног Атлантског Океана, око Исланда и околине, а одатле се смањује у свима правцима. Као пример ће послужити профил од северозапада према југоистоку:

	максимум	минимум	година
Стикисхолм	31.6 I	11.1 VII	6.9 мм
Париз	20.7 XII	5.9 VII	4.0
Београд	19.0 I	4.8 VII	4.9
Александрија	6.2 II	2.0 VII	1.5

Како се апсолутна променљивост смањује од запада према истоку, показаће се на примеру по упореднику од приближно 39° сев. шир.

	максимум	минимум	година
Лисабон (Португалија)	14.5 I	3.8 VIII	3.1 мм
Палермо (Италија)	16.5 III	3.3 VIII	2.9
Тбилиси (СССР)	12.2 II	2.4 VII	2.2

84. **Постојаност код разлике ваздушних притисака између разних места.** — У почетку ове главе и у параграфу 80 се видело да су средње вредности ваздушног притиска у истом месту врло променљиве од једне до друге године. Међутим се утврдило да су разлике у средњем ваздушном притиску између оближњих места довољно постојане, и стога су врло погодне за тачно извођење средњих разлика у ваздушном притиску, а то је у метеорологији најглавније. Чак се показало да су разлике у средњем годишњем притиску између Београда и Загреба, на правом отстојању од 370 км, веома постојане. Тако је, у периоду од 20 година (1922—1941), средња разлика у ваздушном притиску била 1.9 мм, тј. у Београду је годишњи притисак просечно за 1.9 мм већи, него у Загребу. Та разлика је у 1 години била 1.6, у 2 године је 1.7, у 1 години 1.8, у 10 година 1.9, у 5 година 2.0, у 1 години 2.2 мм. Максимална диференција није, дакле, већа од 0.6 мм, док је код самих средњих годишњих притисака максимална диференција 2.8 мм и у Београду и у Загребу.

Према правилима о прорачунавању вероватноће, у Средњој Европи би било потребно око 350 година сталних посматрања да се вероватна погрешка код средњих ваздушних притисака истог месеца смањи до 0.1 мм, тј. да се просечни притисак у том месецу одреди до тачности од 0.1 мм. Међутим, просечна променљивост разлика у средњој месечној вредности ваздушног притиска одговара, до отстојања од 200 км, 1/10 променљивости самих средњих месечних притисака, а за отстојање до 100 км одговара тек 1/20 променљивости средњих месечних притисака. Другим речима, разликама у ваздушном притиску између два оближња места добила би се тачност у средњем месечном притиску од 0.1 мм са десет до двадесет пута мањим бројем година посматрања. Не треба нарочито истицати, колико је то важно за научне метеоролошке сврхе. Поменуће се само да је, у периоду 1871—1880, максимална диференција у притиску између Беча и Будимпеште (отстојање 225 км) била 0.22 мм, између Беча и Ишла (220 км) 0.50 мм.

85. **Средња месечна и годишња апсолутна колебања ваздушног притиска.** — Ако се испишу највећи и најмањи опажени притисак у сваком месецу за дуги низ година, и ако се из ових изведу средње вредности за сваки месец, добиће се средњи месечни екстреми ваздушног притиска. Разлика између њих је ознака средњег апсолутног месечног колебања ваздушног притиска. Осим тога треба исписати највећи и најмањи опажени притисак у целој години, и то за све године посматрања, а из ових опет прорачунати средње вредности. Разлика између ових је средње апсолутно годишње колебање ваздушног притиска. Ово је увек веће од највећег средњег месечног апсолутног колебања. Као пример узеће се подаци Пуле у периоду 1869—1915 (висина 31.7 м), 700 мм +

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
ср. апс. макс.	71.8	70.2	68.5	65.6	64.6	63.8	63.4	63.7	66.4	67.7	69.4	71.0	73.1
ср. апс. мин.	43.9	44.4	42.9	44.2	48.0	49.6	50.4	49.7	49.4	46.3	43.5	42.6	36.5
колебање	27.9	25.8	25.6	21.4	16.6	14.2	13.0	14.0	17.0	21.4	25.9	28.4	36.6

Ови резултати показују општу карактеристику неправилних барометарских колебања, која лети имају минимум, а зими максимум. Последњи је на умереним ширинама око двапут већи од минимума, као што се види из последњег реда.

Како се средњи апсолутни екстреми притиска мењају са географском ширином показује следећи пример:

	Лењинград	Александрија	Батавија
ширина	59°56′ сев.	31°12′ сев.	6°11′ јуж.
зима, колебање	40.5	14.7	6.6 мм
лето, колебање	21.8	6.7	6.0
година, колебање	56.5	22.8	8.7

Утицај океана на величину средњег апсолутног колебања ваздушног притиска види се из следећих података за упоредник од приближно 39° сев.

	Азорска О.	Лисабон	Атина
геогр. дужина	23.3° зап.	9.1° зап.	23.7° ист.
зима, колебање	28.5	22.5	20.9 мм
лето, колебање	14.0	10.4	9.7
година, колебање	39.5	33.5	28.7

Ови примери показују да се и средња апсолутна колебања ваздушног притиска смањују од океана према унутрашњости континента у свима годишњим добима.

86. **Апсолутни екстреми ваздушног притиска.** — Апсолутна колебања ваздушног притиска у неком месту, крају или великој области од општијег су значаја. Стога ће се изнети неколико најистакнутијих примера. У Форт Виљему, Шкотска, највећи притисак је био у месецу јануару са вредношћу од 790.1 мм, а најмањи је био опет у истом месецу, али неке друге године, од свега 694.2 мм. То су уопште најекстремнији притисци који су забележени у Великој Британији, са апсолутним колебањим од 95.9 мм. Место Рејкјавик, на Исланду, имало је такође екстремне вредности у ваздушном притиску у току зиме, са апсолутним максимумом од 786.5 мм, апсолутним минимумом од 692.0 мм, и апсолутним колебањем од 94.5 мм. Слично је и у луци Скуденеса, Норвешка, где је апсолутно колебање притиска 91.0 мм.

Најнижа барометарска стања настају у области тропских циклона на Атлантском, Индиском и Тихом Океану (параграф 230). Проверен најнижи ваздушни притисак од 684.0 мм, сведен на морски ниво, опажен је у опсерваторији Мурото, Јужни Јапан. Исто је тако, за време оркана, ваздушни притисак у Фелз Појнту, у Бенгалском Заливу, спао до 687.8 мм.

Највећи ваздушни притисци настају јамачно у Сибиру, али искључиво зими, када је цела та област под високим притиском. Али ови нису довољно упоредљиви, услед прилично несигурне редукције на морски ниво. Свакако је највећи, непосредно опажен, ваздушни притисак имао Томск са вредношћу од 793.4 мм, при температури од —40.3°. Пошто се то место налази на висини од 73.5 м, притисак — сведен на морски ниво — био је 802.0 мм. Барнаул је, такође, имао готово исто толики барометарски максимум, сведен наравно на морски ниво.

По овим подацима би се могло узети да апсолутно годишње колебање ваздушног притиска на земљиној површини, и сведено на морски ниво, износи око 120 мм.

ТРЕЋИ ДЕО

ЗБИВАЊА ПРИ КРУЖЕЊУ ВОДЕ У АТМОСФЕРИ

87. **Фазе у кружењу воде.** — Као што су ваздушне масе у непрестаним кружењима, услед сталних поремећаја атмосферске равнотеже, исто се збива и код воде, али из других разлога, на друге начине, и у другачијим облицима.

Почетна фаза у кружењу воде је испаравање, у главном са океанских површина, које покривају преко две трећине земљине површине, а у мањој мери са копнених вода, нарочито великих језера, вегетације, влажног и снегом покривеног тла. Особито су важни топли тропски и субтропски делови океана, који заузимају највећи део земљине површине и највише снабдевају атмосферу воденом паром. Знатне количине водене паре бивају донашане у атмосферу са свих поменутих површина.

Један део водене паре остане у ваздуху и ветровима бива пренашан у друге крајеве; други део се, из разних узрока, кондензује у течно или чврсто стање, које се очитује у видљивим облицима, маглама и облацима.

Највећи део кондензованих маса се већином излучи из облака и падне на земљину површину као киша, снег или град. Процес кружења воде је тиме завршен на океанима, јер се испарена вода поново вратила у њих. Са копна се остатак неиспарених и неапсорбованих падавина у тлу враћа рекама у мора или у океане. То кружење воде у атмосфери је исто онолико важно за цео органски живот, колико и сам ваздух.

Треба споменути и чињеницу да, приликом испаравања воде, знатна количина енергије буде утрошена на то збивање и изгледа да је скривена у воденој пари, као латентна топлота, а стварно је нагомилана у атмосфери. То се види по томе што се, приликом кондензовања водене паре, иста толика количина латентне топлоте ослободи. Водена пара је, на тај начин, најмоћнија динамичка дејствена сила у атмосфери. Стога је проучавање њених особина и расподеле од основног значаја за метеорологију.

П р в а   г л а в а

САДРЖИНА ВОДЕНЕ ПАРЕ У АТМОСФЕРИ

I. Испаравање

88. **Опште о испаравању.** — На први поглед би изгледало чудновато, али је тачно, да вода испарава при свима температурама, чак и ако је у чврстом стању, као снег или лед, јер и најниже температуре претстављају ипак неко топлотно стање. У одређеној запремини испари, поред тога, тим више воде, што је виша температура. Али, за сваку температуру постоји одређена горња граница, изнад које ваздух не може примити још више водене паре. У таквом се случају каже да је ваздух з а с и ћ е н в о д е н о м п а р о м, или да достигне м а к с и м а л н у с н а г у п а р н о г н а п о н а или п р и т и с к а (параграф 91).

Јачина испаравања се мења и према влажности ваздуха, тј. према постојећој садржини водене паре у њему, јер — при истим другим условима — испари тим мање воде, што је ваздух влажнији. На исти начин утичу на величину испаравања ветрови и ваздушни притисак. Са јачином ветра се повећава и интензитет испаравања, пошто ветар односи собом испарену воду са водених површина, влажног земљишта или биљног покривача, а тиме потпомаже даље испаравање и даље образовање водене паре. Ваздушни притисак утиче на испаравање тако, што га при повећању успорава, при смањивању убрзава.

Количина испаране воде зависи, дакле, од топлотног стања површине са које настаје испаравање, од степена влажности, од размене ваздуха, тј. ветрова, и од ваздушног притиска.

Може се, мимогред, споменути да се испаравање са неких других површина догађа другачије, него код воде. Све животиње, па и човечији организам, испаравају воду кроз ткива и са површине коже, што знатно утиче на одржавање нормалне температуре тела. Појав транспирације или испаравања са лишћа битна је функција биљног живота, а та количина водене паре пренесена је у атмосферу. Дрво просечне величине испари дневно у ваздух око 11 литара воде, док биљка обичног сунцокрета испари за 12 часова око 1 кг воде, при топлом, сувом времену.

Са разних страна је покушавано да се постави емпириска једначина за везе између испаравања, температуре, влажности ваздуха и ветра. Тако је Д о л т о н поставио правило да је количина воде, која испари у одређеном времену, пропорционална ра-

злици између максималног притиска водене паре, за одговарајућу температуру водене површине, и напона водена паре, која се већ налази у ваздуху. Ако се количина водене паре означи са k, максималан парни притисак на воденој површини са E, стварни притисак водене паре која се налази у ваздуху са e, а време са τ, биће брзина испаравања изражена једначином

$$dk : d\tau = C\,(E\text{-}e), \tag{55}$$

у којој је C константа.

Та једначина се може сматрати као тачна све док се молекули, који испаравају из течности, не почну гомилати изнад површине течности, дакле при почетку испаравања, или и доцније, ако испарене честице буду одмах однесене даље. Пошто слични услови владају у атмосфери, може се овом формулом служити. Константа C у њој зависи од температуре t и од брзине ветра v, а може се изразити у следећем облику

$$C = a\,(1 + \alpha t)\,\sqrt{v}, \tag{56}$$

у коме је α кубни коефицијент ширења гаса (= 0,003674), a константа. Ако се C из ове формуле унесе у једначину (55), биће

$$dk : d\tau = a\,(1 + \alpha t)\,\sqrt{v}\,(E\text{-}e). \tag{57}$$

Али, константа a у једначини (57) вреди само за одређен средњи притисак p_0. Ако би, међутим, постојао знатно отступајући притисак p од средњег притиска p_0, морао би се горњој једначини додати нов члан $p : p_0$.

Ако би се, даље, прочитала на психометру температура са сувог температура t и температура са влажног термометра t_1, могло би се — према теорији психрометра (параграф 92) — одредити да је

$$e = E - C\,(t - t_1), \tag{58}$$

и према томе

$$E - e = C\,(t - t_1), \tag{59}$$

тј. за вредност (E-e) у једначини (57) може се унети психрометарска диференција. По томе би брзина испаравања била пропорционална разлици између сувог и влажног термометра, и била би изражена овако

$$dk : d\tau = C\,(t - t_1)\,\sqrt{v}, \tag{60}$$

јер се члан $(1 + \alpha t)$ може, у томе случају, изоставити.

К р е г је, помоћу последње једначине, одредио коефицијент C и добио је као средњу вредност 0,315, под претпоставком да је јединица времена дан, а v да је изражено у км/час.

Л е в е н је, у своме раду о испаравању воде, потврдио тачност Д о л т о н о в о г правила, нарочито при ваздушним кретањима од преко 3 м/сек, и истакао да оно може остати и у будућности као основ за метеоролошку обраду питања о испаравању воде.

Треба споменути да се све постављене емпириске формуле о испаравању у битности разликују само по математичком уобличењу дејства проветравања. Изнеће се само две, једна постављена на основу врло пажљивих мерења на језеру, друга која служи за практична прорачунавања. По првој је количина испарене воде K равна једначини

$$K = 1{,}0278\; a\, t'\, \frac{E\text{-}e}{1 + b\,(E\text{-}e)}\,. \tag{61}$$

У тој једначини је t' температура воде, a и b су инструменталне константе; поред тога су претпостављени средњи услови ветрова. Ако се ваздушна температура t разликује од температуре воде, мора се горњи израз помножити још са $1{,}0278^{t\text{-}t}$.

Једначина М а ј е р а даје суму испарене воде у току целог месеца за мање и плиће водене басене;

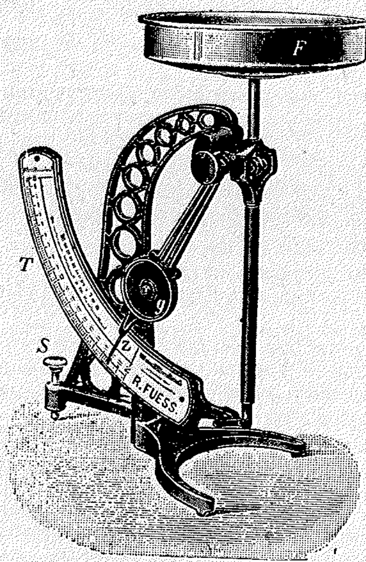
$$K = 15\,(E\text{-}e)\left(1 + \frac{9v}{40}\right); \qquad (62)$$

у њој је K количина испарене воде за 30 дана у милиметрима воденог слоја, E максимални напон паре, који одговара средњој месечној температури ваздуха, e парни притисак, прорачунат помоћу средње месечне температуре и одговарајуће влажности ваздуха у најближој станици, v месечна брзина ветра у м/сек на висини од 10 метара.

Испаравање са морских површина је мање. То је доказано огледима, али изгледа да је у разним крајевима различито. Мацеле је посматрао годину и по дана колико испари слатке и слане воде (сланост 37‰) у Трсту, под заклоном од сунчева сјаја, па је дошао до резултата да испаравање са морске површине износи 54 до 98% од испаравање слатке воде при разним температурама и различитој влажности ваздуха. Окада је имао другачије искуство, јер су евапориметри (испаритељи) у Јапану били слободно изложени и посматрања су вршена под најприроднијим околностима, али је сланост морске воде била 27‰, те је испаравање са океанске површине износило 93 до 97% од испаравања слатке воде.

Просечно је, по свима посматрањима Мацела, разлика у испаравању слане и слатке воде била 17,5%, а по посматрањима Окаде, 5,0%. Узрок споријем и мањем испаравању воде на морима је у томе, што се, услед садржине соли у њима, парни притисак смањи. Испаравање је, на тај начин, тим спорије, што је већа сланост морске или океанске воде.

89. **Мерење испаравања.** — За мерење испаравања служе нарочити инструменти, зготовљени на принципу ваге, као што је испаритељ од Вилда (слика 42). На вагу је постављен метални тас F, са испаравајућом површином од 250 цм². Тас се напуни чистом водом, најбоље кишницом, све док сказаљка Z не дође у водораван положај, тј. до 0 мм на лучној скали за мерење испаравања T. На скали се, после одређеног времена, може прочитати величина испаравања, онд. висина испарене воде у милиметрима и његовим десетинама. Подела на скали је од 0 до 20 мм висине воде. Али, пошто се и евапориметри стављају у заклон, подаци о испареној висини воде су потпуно релативни, јер површина испаравања воде није изложена природном проветравању. У новије време се употребљавају, за мерење испаравања, површине тела од порозне глине, као на пр. од Мичерлиха и других. — Има и таквих испаритеља који аутоматски бележе висину испарене воде на ваљку са часовним механизмом.



Слика 42. — Испаритељ (евапориметар) по Вилду

Главни задатак мерења испаравања је да се утврди колико нека слободна водена површина изгуби воде испаравањем у току одређеног времена. Да би се то омогућило, испаритељ се мора пустити да слободно

плива по површини неког воденог резервоара, али што даље од обале. Међутим се и тада добије само величина испаравања са тога воденог резервоара. Мање или веће језеро, у неком другом месту, има другачију брзину испаравања, према његовим локалним условима: висини, положају, а нарочито проветравању, тј. јачини ветра. Бигило је вршио таква апсолутна мерења испаравања у Калифорнији и Аргентини. Он је извео теориску формулу о испаравању, која треба да вреди уопште:

$$K = 0{,}023\,\frac{e_s}{e_d}\cdot\frac{de}{dt'}\,(1+0{,}07v); \qquad (63)$$

у њој је K количина испарене воде у јединици времена (у овом случају 4 часа), e_s парни притисак при температури t' водене површине, e_d парни притисак росне тачке (параграф 93 ђ), v брзина ветра у км/час. При тим мерењима се показало колико зависе од величине воденог резервоара, јер са великих површина испари, при осталим истим условима, тек половина од оне количине воде која испари са малих водених површина, пошто сва образована водена пара буде одавде одмах однесена даље.

Апсолутна мерења испаравања вршена су и на Атлантском и Тихом Океану и тако се дошло до сигурнијих података о величини испаравања на земљиној површини.

У континенталним крајевима се обично врше релативна мерења испаравања. Али, да би се дошло до упоредљивих вредности, у свакој земљи се употребљава исти тип евапориметра и поставља се на исти начин у засебан заклон.

90. **Расподела испаравања.** — Прво ће се изнети годишње висине релативног испаравања воде, да би се видела зависност од разних климатских услова, према мерењима са Вилдовим испаритељима и сличним инструментима. У Западној Европи испари, годишње, слој воде од 350 до 450 мм; у СССР: у Лењинграду 320 мм, Москви 417 мм, Одеси 584 мм, Акмолинску (51°10′С., 71°27′ И.) 926 мм, Нукусу (42°27′С.,59°34′ И.) 1798 мм, на станицама Централне Азије 300 до 1500 мм. По овим подацима се види како се количина испарене воде повећава од виших према нижим географским ширинама и од приморја према унутрашњости копна. У арктичким пределима, међутим, испари сразмерно мало воде, на Шпицбергу 80 мм годишње.

Средње годишње испаравање са слободних и незаштићених водених површина, басена и малих језера, износи у Северозападној и Средњој Европи 600 до 940 мм, у сливу Нила 1330 до 4020 мм, у Јужној Индији 2520 мм, на висоравни Јужне Африке 2470 мм, у централној Аустралији 2580 мм.

По мерењима на језерима у Швајцарској се утврдило да се испаравање са висином смањује. Међутим би се очекивало супротно, да се испаравање повећава са смањивањем притиска, онд. повећања висине, али томе делује насупрот очевидно опадање температуре, у вези са све дужом залеђеношћу језера.

Испаравања има и са површине тла; ако је оно под биљним покривачем, испаравање се повећа још више. Што већи је тај покривач, тим јаче је испаравање; ако се узме у обзир и цела површина стабљика и лишћа,

па и сразмерно ниске траве, површина испаравања је повећана за двадесет и више пута. Посматрања у Лесном, на југозападном крају СССР, показала су да је величина испаравања са тла, које је под дрветима, при обичним природним условима, од маја до септембра око 400 мм, а ако се та површина одржава влажном, тј. ако се испаритељ стално долива водом, испаравање се у истим месецима повећа на 820 мм. На тај начин, испаравање са овог земљишта превазилази количину испаравања са водене површине на истом земљишту, чак и под обичним природним условима.

Б. Иванов је, по обимном руском, делом и страном посматрачком материјалу, нацртао номограм[1]) помоћу кога је могао одредити висину испарене воде у току године у разним вегетационим крајевима на копну:

тропске прашуме	слој воде од	80 до 150 цм
саване	„ „	120 до 140 цм
пустиње	„ „	10цм
јужноевропске шуме	„ „	50 до 70 цм
средњеевропске шуме	„ „	37 до 45 цм
мешовите шуме	„ „	40 цм
четинарске шуме	„ „	20 до 30 цм
сибирска тајга	„ „	5 до 10 цм

Из ових се података види колике количине воде изда вегетација на испаравање. Тога ради се релативна влажност над биљним покривачем, а особито међу лишћем, може много повећати. Али, јако испаравање може, у великој мери, утицати на растиње при ниској температури. Ако после вечерње кише, која обилно овлажи растиње, настане у току ноћи разведравање и почне дувати ветар, моћи ће — услед наглијег снижавања температуре и утицаја ветра на повећано испаравање — доћи до јаког мраза.

Најзад се може дати још неколико података о величини испаравања са разних врста растиња. Ако се годишња количина испаравања са буседновитог тла означи са 100%, оно је над земљиштем са маховином 60%, са четинарима 52%, а код земљишта са лиснатим дрветима 48%.

а. Зонална расподела испаравања изнеће се за појасеве од по 10° геогр. ширине засебно за океанске и континенталне површине и за целу земљину површину, као просечну вредност. Последње су одређене према одговарајућој површини воде и копна, а све су изражене у милиметрима (таблица 26).

Таблица 26. — Расподела испаравања по појасевима од 10° геогр. шир., у мм

ширине	0—10°	10—20°	20—30°	30—40°	40—50°	50—60°	60—70°	70—80°	80—90°
	северна полукугла								
море	1100	1320	1260	1060	770	440	130	100	60
копно	1150	790	500	380	330	360	120	90	50
средње	1110	1180	970	770	540	400	120	100	60
	јужна полукугла								
море	1250	1340	1230	980	640	250	100	60	0
копно	1220	900	410	510	500	200	100	50	50
средње	1240	1240	1040	930	640	250	100	50	50

[1]) Номограм је цртеж који, употребом једне равњаче и две на степене подељене криве, даје решење сложене једначине. Тражена вредност се налази на пресецишту равњаче и друге на степене подељене криве.

Несигурне вредности за морске површине су од 70° до 90° сев. и од 60° до 90° јуж,. за копнене површине од 60° до 90° сев. и од 40° до 90° јуж., а за средњу вредност од 60° до 90° сев. и од 60° до 90° јуж. шир. Поред тога треба напоменути да вредности испаравања изнад мора почивају на стварно постојећој слободној воденој површини, док је за исте вредности изнад копна претпостављена такође слободна водена површина, са које настаје испаравање, али која стварно не постоји.

По вредностима из таблице 26 излази да се количина испаравања углавном смањује од тропског појаса према половима, а са друге стране да је на копнима углавном мања, него на океанским површинама. Иначе се види да је, изнад океана, испаравање доста смањено у полутарском појасу тишина, а најјаче да је на појасевима од 10° до 30° сев. и јуж. ширине. На копненим површинама, међутим, поремећај настаје на умереним ширинама, на појасу од 50° до 60° сев. и од 30° до 40° јуж. шир., где је испаравање појачано према суседним појасевима.

На целој Земљи испари, у току године, око 380.000 км³ воде, од којих око 305.000 км³ са океана. Ако се остатак од 75.000 км³, који одговара испаравању са копна, упореди са годишњом количином падавина на копну (око 112.000 км³), добија се вишак од 37.000 км³ (=112.000—75.000). Толико је водене паре донесено ветровима са океана на копно, а рекама однесено са континената у океане (в. параграф 145 при крају).

б. Дневни и годишњи ток испаравања прилагођава се уопште истим периодима температуре, али у приличној мери зависи и од неких других метеоролошких елемената, нарочито од јачине ветра и од степена влажности ваздуха. Највеће је испаравање, у дневном току, између 12 и 16 часова, најмање ноћу. Тако је у Каиру, месту у континенталној суптропској области, средња месечна количина испаравања на час, у мм, оволика:

часови	0 — 3	— 6	— 9	— 12	— 15	— 18	— 21	— 24	год. збир
количина у мм	1,06	1,15	1,96	5,19	9,22	7,44	4,90	2,71	1236

Влажност ваздуха утиче много и на годишњи ток испаравања. Стога је максимум испаравања, најчешће, у раном лету, минимум у раној зими. То се види из следећих примера:

	Каиро	Лењинград	Москва	Одеса	Нукус
максимум, мм	175 VI	63 V,VI	80 VI	109 VI	293 VII
минимум, мм	4 XII,I	4 XII,I	4 XII,I	8 I	7 I

91. **Водена пара у ваздуху.** — Испарена вода са површина, које су наведене у параграфу 87, доспева у атмосферу у виду водене паре. Ту показује тежњу да се, као саставни део атмосфере, распространи у свима правцима, одговарајући закону Долтона, по коме је парцијални притисак сваког гаса, у смеси гасова, независан од присуства осталих гасова. Водена пара се распростирањује у атмосфери дифузијом, али поглавито ваздушним кретањима, као и вертикалном конвекцијом, термичком и динамичком. Парцијални притисак водене паре може послужити као мера за садржину воде у ваздуху све дотле док се налази

у парном виду. Мања или већа садржина водене паре у атмосфери означује разне степене в л а ж н о с т и в а з д у х а.

Водена пара има одређен н а п о н или п р и т и с а к, као и сваки други гас. Са повећањем садржине водене паре, повећава се и њен напон, и најзад достигне највећу вредност, при којој је дотични простор засићен воденом паром. Ваздух је дефинисан као з а с и ћ е н, ако је садржина водене паре у њему у равнотежи са равном површином хемиски чисте воде, при истој температури: колико молекула прелази, у јединици времена, из течног у гасовито стање, толико исто прелази из гасовитог у течно стање. Парцијални притисак, који тада показује водена пара, функција је температуре.

Сваки напон водене паре има, при одређеној температури, сасвим одређену максималну вредност. То је м а к с и м а л н и н а п о н в о д е н е п а р е или м а к с и м а л н и п а р н и п р и т и с а к, који се означава са *E*. Што је виша температура, тим више може јединица запремине примити у себе водене паре, као што то показује таблица 27.

Таблица 27. — Максимални напон водене паре изнад воде, у мм и мб, и тежина водене паре, у грамовима, при максималном парном притиску

темп. °C	—15	—10	—5	0	5	10	15	20	25	30
E, мм	1,429	2,143	3,158	4,579	6,543	9,21	12,79	17,54	23,76	31,82
E, мб	1,91	2,85	4,22	6,10	8,75	12,26	17,07	23,38	30,73	42,42
тежина, г	1,61	2,38	3,42	4,85	6,81	9,42	12,85	17,32	23,07	30,40

Вредности за *E* у овој таблици дате су само до температуре изнад —20°, јер се само изнад толико прехлађене воде могао одређивати максимални напон водене паре. Ако се напон водене паре посматра и з н а д з а л е ђ е н е п о в р ш и н е, вредности за *E* су смањене. То је изнесено у следећој таблици 27а.

Таблица 27а. — Максимални напон водене паре изнад леда, у мм и мб, и тежина водене паре, у грамовима, при максималном парном притиску

темп. °C	—5	—10	—15	—20	—25	—30	—35	—40	—45	—50
E, мм	3,010	1,947	1,238	0,771	0,470	0,279	0,164	0,095	0,054	0,030
E, мб	4,221	2,857	1,911	1,245	0,795	0,495	0,307	0,185	0,111	0,065
тежина, г	3,02	2,15	1,40	0,88	0,55	0,34				

Две последње таблице су од битног значаја за везе између прехлађених водених капи и ледених кристала у истом великом облаку (параграф 107 средина и две таблице у параграфу 132), јер је максимални парни напон, при истој температури испод нуле, изнад леда мањи, него изнад прехлађене воде.

II. Мерење и прорачунавање водене паре у ваздуху

92. **Инструменти за мерење влажности ваздуха.** — При мерењу влажности ваздуха служи се разним психрометрима и хигрометрима. Овде ће се навести они, који се употребљују у метеоролошким станицама.

П с и х р о м е т а р п о А у г у с т у приказан је у слици 15, а у параграфу 39 је објашњено какав му је изглед и чему служи. Влажни термометар, чији је суд са живом обложен муселином или валом, влажи се на томе месту, било стално или пре сваког посматрања, да би се могла

одредити влажност ваздуха на посредни начин. Наиме, навијен аспиратор стално увлачи ваздух кроз цев *g* (слика 15), који излази кроз отворе на самом аспиратору *V*. Услед тога, вода са мокрог омота стално испарава, тим јаче што је сувљи околни ваздух, те је — услед утрошене топлоте на испаравање — температура влажног термометра готово увек нижа од температуре сувог термометра, тим нижа, што је ваздух сувљи. Температура на оба термометра је иста само у случајевима кад је ваздух засићен воденом паром.

П с и х р о м е т а р с к а ј е д н а ч и н а добија се на овај начин: Одузета топлота са мокрог термометарског суда пропорционална је количини испарене воде, а ова је опет пропорционална разлици између максималног парног напона на површини испаравајуће воде *E*, при температури влажног термометра t_1, и постојећег парног притиска у ваздуху *e*, осим тога ваздушном притиску *p*. Суд влажног термометра прима стално топлоту од околног топлијег ваздуха, тим више, што је већа разлика у температури ваздуха *t*, која се одреди сувим термометром, и температури влажног термометра, дакле разлика $t—t_1$. Када се жива у влажном термометру усталожи, одн. када температура влажног термометра остане константна, значи да је примљена топлота из околног ваздуха равна утрошеној топлоти на испаравање, тако да ће се добити једначина

$$c \cdot \frac{E\text{-}e}{p} = c_1 \, (t—t_1), \qquad (64)$$

у којој су *c* и c_1 константе.

Овој формули се може дати другачији облик (сличан једначини 59):

$$E\text{–}e = (c_1 : c) \, (t\text{–}t_1) p$$

или

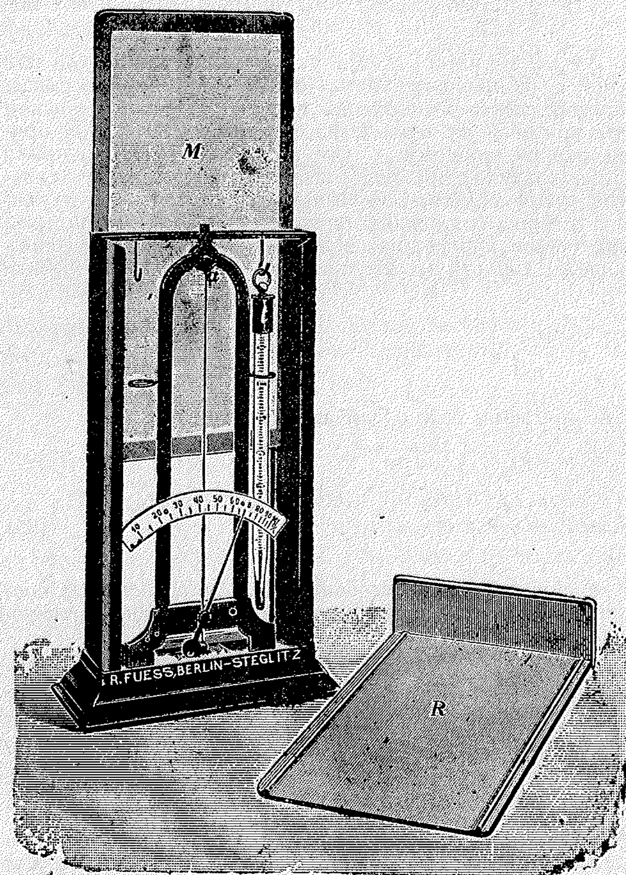
$$e = E — \frac{c_1}{c} \, p \, (t—t_1). \qquad (65)$$

Константа $c_1 : c$ има у затвореној соби вредност око 0,0013, у заклоњеном слободном простору са слабијим ветром 0,00066, а са јаким ветром 0,0008, ако је температура влажног термометра изнад нуле.

Постојеће разлике у температури сувог и влажног термометра, т. зв. п с и х р о м е т а р с к а д и ф е р е н ц и ј а, служе за одређивање апсолутне и релативне влажности, као и росне тачке (параграф 92 б, г, ђ). Све потребне вредности су прорачунате и унесене у нарочите таблице, да би се, помоћу температуре сувог и влажног термометра и психрометарске диференције, могло одредити свакодобно стање влажности ваздуха. Таблица VII, у прилогу, показује те податке у скраћеном облику. Ако је, на пример, температура сувог термометра 17,5°, разлика у температури сувог и влажног термометра 4,5°, треба у Психрометарској таблици — према предњим подацима — одредити одговарајуће међувредности, јер су у таблици уписани само цели степени, па ће се добити за парни притисак $e = 9{,}0$ мм, за релативну влажност $U = 60{,}0\%$, за температуру росне тачке $T_d = 9{,}6°$.

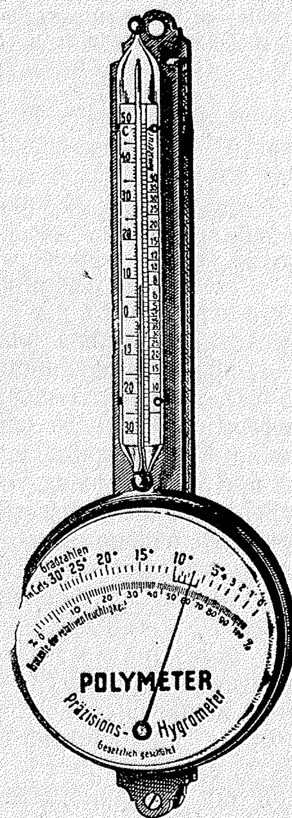
Х и г р о м е т а р о д К о п е а служи за непосредно одређење релативне влажности. Главни део хигрометара (грч. ὑγρός = влажан) јесте исушена женска влас, која има све особине хигроскопских тела. Влас је причвршћена на горњем делу месинганог оквира о окретљиву осу *a*, а сасвим доле је везана са лако покретљивом сказаљком (слика 43). При дну је толико затегнута, помоћу малог тега, да се при најмањој промени влажности продужује или скраћује, а сказаљка истодобно скреће

на десно или на лево. Иза сказаљке се налази причвршћена скала лучног облика, са подеоцима од 0 до 100%, тј. од стања потпуно сувог до стања потпуно засићеног ваздуха. Термометром, који је прикваčен уз метални оквир, мери се температура ваздуха, да би се — помоћу ове и релативне влажности — могли одредити апсолутна влажност и температура росне тачке.



Слика 43. — Хигрометар са власи од Копеа

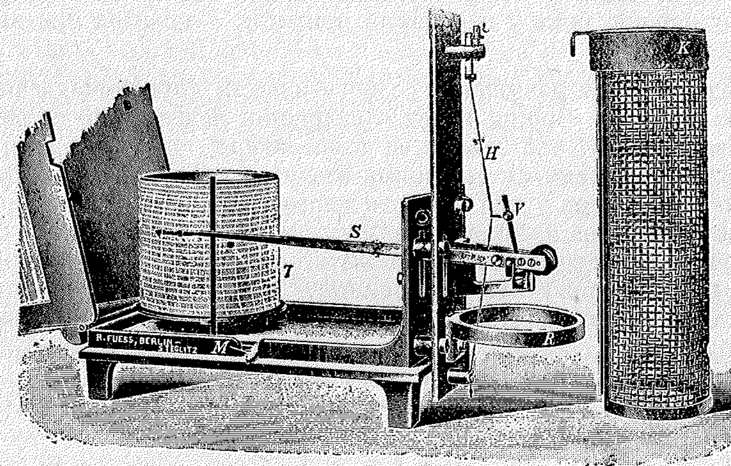
Хигрометар се, ради проверавања о кретању сказаљке, извади из термометарског заклона, у коме стоји потпуно отворен, и у соби постави на сто. Тада се, са предње стране, навуче на хигрометар стаклена плоча, која се чува у станици, а са задње стране се увуче, у унутрашњи олук, рам са муселином (слика 43 *M*), који се претходно окваси у воду и пусти да се вода оцеди са њега, док се у спољашњи олук, са задње стране, увуче лимени поклопац *R*. На тај се начин, после неког времена, затворен ваздух у унутрашњости хигрометра засити воденом паром. Ако се сказаљка у то доба не налази на подеоку 100%, мора се завртњем за регулисање (слика 43 код а) влас затезати или лабавити све док сказаљка не дође тачно на подељак 100%. Тада се све непотребно скине са хигрометра и он се постави на своје место. Проверавање треба вршити чешће, бар двапут месечно.



Слика 44. — Полиметар

П о л и м е т а р (грч. πολυς = разан, разноврстан, многобројан) је инструмент којим се непосредно мере релативна влажност и температура ваздуха, али је тако удешен да се њиме могу одредити и друге величине, које обележавају влажност ваздуха (параграф 93). Полиметар је комбинација између термометра и хигрометра са власи, али се од обичног хигрометра разликује тиме, што сваки од ових инструмената има по две скале (слика 44). Термометар има, са леве стране, обичну температурну скалу у °C, а десно скалу одговарајућих максималних парних напона у мм притиска живе. Хигрометар, доњи део инструмента, има такође две скале лучног облика, једну више друге. Доња скала даје поједине степене релативне влажности, док се горња скала зове скала степенских бројева. То су обични Целзиусови степени температуре; помоћу њих треба одредити за колико би степена температура требала да се смањи па да дође до кондензације водене паре (в. параграф 93ђ).

Да би полиметар био сигурнији, снабдевен је свежњем женских власи, уместо само једне, а проверавање тачног кретања сказаљке врши се помоћу апсолутног хигрометра при различитим степенима влажности.



Слика 45. — Хигрограф конструкције Фус

Сталне промене у релативној влажности бележи ауторегиструјући х и г р о г р а ф. И овде је главни део свежањ женских власи, као код хигрометра. Иначе је све остало исто као код термографа и барографа. Свежањ власи *H* на хигрографу везан је са полугом *V*, која се при издуживању и скраћивању власи помера на десно и на лево, а крак *S* са пером на крају креће се нагоре и надоле, уписујући на ваљку са часовним механизмом *T* промене у влажности ваздуха (слика 45). Свежањ власи заштићен је од ненамерног додиривања жичаном корпом *K*, која је скинута и стављена десно од хигрографа.

93. **Величине које обележавају влажност ваздуха.** — Садржина водене паре у атмосфери може се бројно изразити на више начина, који ће се изнети по реду.

а. П а р н и н а п о н или п р и т и с а к (или п а р ц и ј а л н и п р и т и с а к в о д е н е п а р е) *e* мери се, као и ваздушни, висином живиног стуба, дакле у мм или мб. Мерење се врши тако, што се изведе разлика у притисцима

два истоветна барометра, од којих се један поклопи стакленим звоном, и из ваздуха у њему извуче сва водена пара, те ваздух остане сув, док је други слободно изложен.

Максимални напон водене паре E, у зависности од ваздушне температуре t, може се изразити емпириским формулом Т е т е н с а:

$$\log E = \frac{at}{t+b} + c. \qquad (66)$$

У њој константе a, b и c имају ове вредности:

a =	изнад леда	9,5	изнад воде	7,5
b =	„ „	265,5	„ „	237,3
c =	„ „	0,6609	„ „	0,6609.

Ако нека ваздушна маса није засићена воденом паром, као што је случај код парног напона, биће у њој парни притисак e мањи од притиска засићености E.

б. Једноставним рачунањем се могу извести друге, очигледније мере влажности ваздуха. Бројни израз о садржини водене паре у ваздуху је њена т е ж и н а. И ова зависи од температуре, као и парни притисак, јер ако се узме запреминска јединица ваздуха, кубни метар, видеће се да ће тежина водене паре у њој остајати непромењива при одређеној температури, што означава засићеност ваздуха воденом паром. Ако се температура почне снижавати или повећавати, смањиваће се или повећавати и тежина водене паре у истој запремини. Та величина се зове а п с о л у т н а в л а ж н о с т a, која се мери у грамовима на кубни метар.

Једначина за апсолутну влажност може се извести помоћу гасног закона (параграф 8) $p.v = RT$, који се, по смислу, може преиначити у $e.v = R'T$, где је v запремина јединице масе водене паре, R' гасна константа водене паре (таблица 1). По томе се маса запреминске јединице водене паре 1:v прорачунава изразом

$$\frac{1}{v} = \frac{e}{R'T}. \qquad (67)$$

Ако се узме у обзир да је гасна константа сувог ваздуха $R = 0{,}622 . R'$, где 0,622 означује специфичну тежину водене паре у сразмери специфичне тежине сувог ваздуха (таблица 1), биће тежина водене паре у јединици запремине, a, дата овом једначином

$$a = \frac{g}{v} = 0{,}622 \frac{g . e}{RT}, \qquad (68)$$

у којој је g убрзање теже (м/сек²).

Ако се као јединица мере за e узме парни притисак у мм живе, дакле 13.6 кг/м², добиће се за апсолутну влажност a, по уметању констаната, једначина

$$a = 0{,}622 \times \frac{13{,}6}{29{,}3} \times \frac{e}{T} = 0{,}289 \frac{e}{T} \text{ кг/м}^3, \text{ односно } a = 289 \frac{e}{T} \text{ г/м}^3. \qquad (68a)$$

Ако се e мери у милибарима, дакле 10,2 кг/м³, константа 0,289 прећи ће у величину 0,217, и тада је

$$a = 0{,}622 \times \frac{10{,}2}{29{,}3} \times \frac{e}{T} = 0{,}217 \frac{e}{T} \text{ кг/м}^3, \text{ односно } a = 217 \frac{e}{T} \text{ г/м}^3. \qquad (68b)$$

Апсолутна влажност, као рачунска величина, има недостатак за термодинамичке потребе стога, што је зависна искључиво од температуре. За њих је погоднија једначина (8а), у којој улази у рачун ваздушни притисак p, али се густина ϱ' мора заменити тежином d, тј. уз ваздушни притисак се дода убрзање теже g, те добија облик

$$d = \frac{gp}{RT}\left(1 - 0{,}3779 \frac{e}{p}\right). \qquad (69)$$

За практичне потребе је важно, што парни притисак (мерен у мм) и апсолутна влажност (мерена у г) имају, при својој засићености, подједнаке бројне вредности при обичним температурама од —25° до 25°, као што се види из ове таблице:

температура	—25°	—20°	—15°	—10°	—5°	—0°	5°	10°	15°	20°	25°
парни напон мм	0,61	0,96	1,44	2,16	3,17	4,58	6,54	9,21	12,79	17,54	23,76
апс. влажност г	0,71	1,10	1,61	2,38	3,42	4,85	6,81	9,42	12,85	17,32	23,07

в. Појам с п е ц и ф и ч н е в л а ж н о с т и q увео је у научну литературу Б е ц о л д, означујући тиме тежину водене паре у килограму влажног ваздуха. Специфична влажност нема већег практичног значаја, али је често најпогоднија за теориска испитивања.

Ако се из једначине (68) и једначине (69) постави сразмера $\frac{a}{d} = q$, добиће се за специфичну влажност израз

$$q = \frac{0{,}622\, e}{p - 0{,}3779\, e} \text{ кг/кг} = \frac{622\, e}{p - 0{,}3779\, e} \text{ г/кг}. \qquad (70)$$

г. За практичне, свакодневне потребе важна је р е л а т и в н а в л а ж н о с т U, сразмера између парног притиска, тј. постојеће садржине водене паре у ваздуху, и максималног парног напона, тј. максималне садржине водене паре коју би ваздух могао примити при истој температури. „Сразмера засићености“ водене паре u у посматраној ваздушној маси изражена је формулом $u = \frac{e}{E}$. Ако се та сразмера засићености изрази у процентима, биће

$$U = 100 \frac{e}{E} \%, \qquad (71)$$

једначина која дефинише релативну влажност. Ова зависи исто толико од температуре ваздуха, колико од садржине водене паре у њему.

Сразмера засићености и релативна влажност су величине које имају обележје само релативних вредности. Ако би хтели да се искористе по количини, морали би знати или максимални напон или температуру дотичне релативне влажности, јер је ова у зависности од тих величина.

Раније је споменуто да ознака 0% значи потпуно сув ваздух, без икакве садржине водене паре, а 100% да означује ваздух засићен воденом паром. По томе би релативна влажност од 75% значила да је ваздух са три четвртине засићен воденом паром. Засићен ваздух постане, међутим, сув ако се загрева, или веома сув ако му се температура знатно повећа. Али „сув ваздух“ има толико много значења да је тешко у њима се раза-

знати. Тако би се, у неким приликама, ваздух са релативном влажношћу од 65% могао назвати као „сув", или са 45% као „веома сув". То се види и по томе, што иста релативна влажност, рецимо од 48%, настаје при врло различитим температурама и врло разним парним притисцима, на пример —16.2° и 0.6 мм, —4.8° и 1.5 мм, 3.4° и 2.8 мм, 12.7° и 5.3 мм, 23.0° и 10.0 мм, 35.2° и 20.4 мм, итд.

Треба споменути и чињеницу да се особине неког атмосферског стања, било повољног или неповољног, не могу процењивати једино по релативној влажности. Њој се увек придружује температура ваздуха. На пример, релативна влажност од 80% не производи исто осећање, и нема исто дејство на организам, ако су температуре —20°, 5° или 30°. При температури од —20° и 30° та релативна влажност је једва подношљива, док при температури од 5° или 10° не изазива никакво нарочито осећање.

д. За практичне потребе служи и дефицит или мањак засићености D, који је одређен једначином

$$D = E - e = \left(1 - \frac{e}{E}\right) E, \tag{72}$$

дакле разликом између максималног парног напона и постојећег парног притиска при одређеној температури. Дефицитом засићености је означено колико ваздуху недостаје влажности до засићености, па је и то нека врста релативне влажности. По горњој једначини, десно, излази да се код дефицита засићености мора увек навести E, или, што је исто, одговарајућа му температура.

Ако се, као одговарајућа температура, узме температура човечијег тела, може се увести појам физиолошког дефицита засићености D_f, којим је означена разлика између максималног парног напона при температури од 36,5° ($E_{36\cdot5}$ око 46 мм) и владајућег парног притиска у одређеном тренутку, дакле $D_f = E_{36\cdot5} - e$. Квоцијент $\frac{e}{E_{36\cdot5}}$ зове се физиолошка садржина водене паре у ваздуху.

ђ. У вези са релативном влажношћу је росна тачка T_d. Ако ваздух није засићен воденом паром, другим речима, ако у њему влада парни притисак од e мм, може се из психрометарске таблице наћи температура T_d при којој је притисак засићености воденом паром (максимални парни напон) E раван вредности e, тј. при којој је постојећа водена пара у ваздуху таман довољна за његову засићеност. Та температура се означује као температура росне тачке или краће као росна тачка. Ова је, при засићеном ваздуху, једнака са постојећом ваздушном температуром, другим речима равна је релативној влажности од 100%, када су температура сувог и влажног термометра једнаке. Ако се, при достигнутој росној тачци и већ засићеном ваздуху, температура почне снижавати, настаће стање пресићености ваздуха воденом паром, и мораће почети кондензација (параграф 97).

Росна тачка се може непосредно одредити помоћу полиметра (слика 44). Та величина посматрања, нарочито важна за претсказивање мраза, добија се овако: Ако је прочитана температура на термометру 8,2°, релативна влажност 60%, какве су вредности у слици 44, биће, десно од термометарске скале, максимални парни напон за температуру од 8,2° означен са 8 мм. Ту вредност треба помножити са одређеном релативном влажношћу, дакле 8×60=480, и производ поделити са 100, дакле 480 : 100=4,8. То је максимални напон водене паре за росну тачку. Њега треба наћи на скали максималних парних напона, десно од термометарске скале, па ће се тада, лево од њега, на термометарској скали, видети да одговара температури од 0,8°. То је росна тачка.

III. Вертикална и хоризонтална расподела водене паре

94. Смањивање парног притиска и специфичне влажности са висином. — Најзначајнија особеност у вертикалној расподели садржине водене паре је да се веома нагло смањује од земљине површине навише. Ако се атмосфера схвати као смеса ваздуха и водене паре, морао би се парцијални притисак водене паре смањивати са висином према одређеном закону, који одговара висинској барометарској једначини (параграф 72), у сагласности са Долтоновим законом. Али, овај се не може применити на водену пару, као на сталне атмосферске гасове, јер водена пара потискује ваздух у мањој или већој мери, тако да сув и влажан ваздух могу дуже време остајати у равнотежи, један поред другог. Са друге стране би теориска расподела водене паре са висином, наведена у почетку овог параграфа, вредела само за непомичан ваздух, без икаквих кретања, што стварно није ни близу случај.

Морају се, по томе, узети у обзир учињена посматрања, да би се добио тачнији појам о вертикалној расподели садржине водене паре у ваздуху. Посматрања на планинским станицама су показала да је смањивање парног притиска са висином много брже, него што би било у самосталној атмосфери водене паре, у смислу Долтоновог закона и по прорачунавањима барометарском висинском једначином, узимајући у рачун висину хомогене атмосфере водене паре. Тако, на пример, ако би парни притисак при морској површини имао релативну вредност од 1, он се у планинским крајевима смањи на половину отприлике на висини од 2 км, док би по теориском прорачунавању спао до половине тек на висини око 7.5 километара.

Хан је поставио једначину о смањивању парног притиска са висином, по којој је

$$\log e_h = \log e_0 - \frac{h}{6300}. \tag{73}$$

У једначини је e_0 парни притисак на доњој станици, e_h парни притисак на горњој, а h је разлика у висини ове две станице, у метрима. Горња једначина (73) потпуно тачно претставља резултате до којих се дошло посматрањима парног притиска у планинским пределима, али даје сувише велике вредности за високе слојеве атмосфере. Другим речима, смањивање парног притиска са висином је у слободној атмосфери још брже, него у планинским крајевима, што је потврђено новијим испитивањима слободне атмосфере.

Зиринг је, на основу тих испитивања, извео другачију емпириску једначину

$$\log e_h = \log e_0 - \frac{h}{6}\left(1 + \frac{h}{20}\right),$$

у којој је h висина у километрима. Х е р г е с е л је, по још новијим испитивањима, нарочито балон-сондима (снабдевеним метеорографом, тј. баро-термо-хигрографом), поставио једначину другачијег облика

$$\log e_h = \log e_0 - \frac{h}{8}\left(1+\frac{h}{6}\right), \qquad (74a)$$

у којој h има исто значење као и у једначини (74).

Х р г и а н је извео интерполациону једначину којом се одређује смањивање специфичне влажности са висином

$$q = q_0 \times 10^{-bh-ch^2}; \qquad (55)$$

у њој је h исто што и у формули (54), q_0 је специфична влажност при морском нивоу, која се са вредностима b и c одређује помоћу најмањих квадрата. Горња једначина добија, за целу годину, израз

$$\log q = \log q_0 - 0.0845h - 0.0161h^2 \approx \log q_0 - \frac{h}{11.2} - \frac{h^2}{62}. \qquad (55a)$$

Следећа таблица показује како се парни притисак смањује са висином у планинским крајевима (А), у слободној атмосфери (Б), и како се смањује специфична влажност у слободној атмосфери (В), ако при морском нивоу имају вредност од 1.00:

висина км	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5	6	7	8
А	0.83	.70	.58	.48	.40	.34	.28	.23	.19	.16	—	—	—
Б	0.83	.68	.51	.41	.34	.26	.20	.17	.14	.11	.054	.028	.013
В	0.92	.82	.70	.59	.49	.40	—	.25	—	—	—	—	—

И по овој се таблици види да је парни притисак на висини од 3 км смањен, у планинском крају (отприлике Триглав, Мусала), на трећину притиска при морском нивоу, а у слободној атмосфери на четвртину; на висини од 5 км (отприлике Мон Блан, Казбек) износи у планинском крају око шестину од парног притиска при морском нивоу, у слободној атмосфери тек десетину. Ваздух је, на још већој висини, изванредно сиромашан воденом паром. Специфична влажност изнад Москве се смањује са висином доста спорије, као што показују вредности у трећем реду В.

Важна је чињеница да се код вертикалне расподеле специфичне влажности јављају инверзије у зимским месецима отприлике до 1 км, као и код температура. То ће се показати на примеру Москве за месец јануар:

висина км	0.13	0.2	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	4.0	
спец. вл.	1.33	1.34	1.37	1.54	1.36	1.13	0.93	0.75	0.31	г/кг

95. **Расподела водене паре по земљиној површини.** — Према зависности водене паре од температуре може се закључити како би она била распођељена у приземном ваздушном слоју преко земљине површине, односно колика би била садржина водене паре на разним упоредницима. Одговарајући њиховим средњим температурама, које се смањују према полу, морала би се у истом правцу смањивати и садржина водене паре, јер иста запремина ваздуха може примити у себе све мање водене паре, што је нижа температура. Ако би океани покривали целу земљину површину, расподела водене паре би била правилна и мењала би се од

полутара према полу по одређеном закону. Али, поред океана има и континената, са којих не може испарити онолико воде, колико би одговарало ваздушним температурама. Стога би се нарочито мењали услови расподеле водене паре на северној полукугли, где је знатно више копна. Ипак је испаравање са влажног и са вегетацијом покривеног тла увек довољно да ваздух бар донекле задовољи воденом паром, са изузетком пустиња.

Да би се видело колико расподела водене паре одговара општим условима, изнеће се средње годишње вредности апсолутне и релативне влажности за појасеве од по 10° геогр. шир., по прорачунавању А р х е н и у с а:

	северна полукугла							јужна полукугла					
геогр. ширина	70°—60°	60°—50°	50°—40°	40°—30°	30°—20°	20°—10°	10°—0°	0°—10°	10°—20°	20°—30°	30°—40°	40°—50°	50°—60°
апс. влажност г	3,1	4,9	7,0	9,7	13,8	17,2	18,9	18,7	16,4	13,2	9,8	7,0	4,5
рел. влажност %	82	78	74	70	71	76	79	81	79	77	79	81	81

По горњим се вредностима заиста види да се апсолутна влажност смањује од термичког полутара према већим ширинама, али је већином нешто већа на истим појасевима северне полукугле.

Сложенији су услови код опште расподеле релативне влажности, јер у већој мери зависи од подлоге, осим тога показује тежњу да се мења обратно од температуре. Карактеристично је, међутим, да је релативна влажност изнад океана, нарочито на јужној полукугли, готово на свим ширинама подједнака, 79 до 81%, што одговара теорији; само је нешто смањена у појасу пасата. Много су веће разлике на континентима, особито на северној полукугли, где је релативна влажност најмања око суптропских ширина, највећа око полутара и поларних ширина, осим тога се смањује од приморја према унутрашњости. Средња релативна влажност је, из тих разлога, зонално неправилније расподељена од апсолутне, и не слаже се са општом тежњом ове, јер има исте вредности у полутарском појасу као на великим ширинама, што показује горња таблица. Другим речима, расподела релативне влажности више одговара расподели ваздушног притиска, али у обрнутој сразмери: највећем ваздушном притиску одговара најмања релативна влажност и обратно. При свем том, разлика између појаса са највећом и најмањом годишњом релативном влажношћу износи свега 12%, због преовлађујуће океанске површине на појасу најмање релативне влажности, одн. највећег притиска. Утицај преовлађујућих океанских према копненим површинама истиче се још јасније при упоређењу истих ширинских појасева северне и јужне полукугле. Релативна влажност је свугде на јужној полукугли већа, просечно за 5,3%.

IV. Дневни и годишњи период влажности ваздуха

96. **Дневни период влажности ваздуха.** — Дневни ток п а р н о г п р и т и с к а следује променама температуре ваздуха изнад морских површина, које стално дају атмосфери довољну количину водене паре. То се збива изнад свих великих водених површина, па често и у копну, у зимским месецима, кад је загревање сунчевим зрачењем слабо, а дневна колебања температуре незнатна. Тада је довољна и мала садржина водене

паре у ваздуху да може следовати дневном току температуре. За пример ће послужити тропски део Тихог Океана у летњој половини године, а за копнене услове Београд у зимским месецима (таблица 28). Копна тропских и субтропских ширина, а лети и копна умерених ширина, показују два максимума и два минимума у дневном току парнога притиска. Парни притисак се у тим крајевима мења у истом смислу са температуром само за време хладнијих часова; повећава се после раног јутарњег минимума отприлике до 8—9 часова, када настане први максимум; од другог максимума, између 20 и 22 часа, постепено се смањује до минимума у праскозорју. У међувремену између јутарњег и вечерњег максимума, парни притисак се смањује са повећањем температуре и затим се повећава са снижавањем температуре, тако да му други минимум настане око 15—16 часова. Овај последњи се може приписати узлазној конвективној струји, која је развијена у топлим часовима дана, и која собом односи и водену пару у висину. Такав тип има лети Београд, као претставник средњих ширина, Алахабад (25°50′ С.), као претставник субтропских ширина, целе године.

Планински врхови имају другачије услове, јер се парни притисак на њима мења, у току дана, углавном у истом смислу са температурама. Узрок таквом понашању парног притиска је потпуно јасан: узлазна кретања ваздуха односе, у дневним часовима, водену пару у висину, према планинским врховима, а ноћу је, при силазним струјама, ваздух на тим висинама сувљи и апсолутно и релативно. Пример овог типа је Зонблик.

Таблица 28. — Дневни токови парног притиска и релативне влажности у отступањима од средње вредности

	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22
парни притисак												
Тихи Океан, тропске ширине; летња половина године 18.80 мм	–0,25	–0,40	–0,47	–0,36	–0,06	0,29	0,51	0,49	0,31	0,11	–0,03	–0,13
Београд; зима 4,37 мм	–0,07	–0,10	–0,14	–0,16	–0,15	0,00	0,16	0,18	0,15	0,08	0,00	–0,04
Београд, лето 10,79 мм	–0,05	–0,25	–0,23	0,19	0,67	0,58	–0,07	–0,43	–0,65	–0,17	0,35	0,07
Алахабад, цела година 13,69 мм	0,35	0,29	0,23	0,27	0,60	0,32	–0,53	–1,26	–1,33	–0,10	0,37	0,40
Зонблик, лето 4,04 мм	–0,09	–0,22	–0,32	–0,37	–0,30	–0,12	0,11	0,31	0,39	0,34	0,21	0,06
релативна влажност												
Београд, зима 78,8%	3,0	3,9	4,7	5,3	4,3	–1,3	–7,8	–10,1	–6,5	–0,4	1,9	2,7
Београд, лето 62,0%	9,6	11,5	14,3	15,7	4,5	–5,4	–13,8	–16,8	–18,0	–12,0	1,2	6,2
Зонблик, цела година 80,6%	1,4	0,7	0,3	–0,7	–2,1	–2,0	–1,0	–0,6	–0,1	1,1	1,7	1,3

Дневни ток р е л а т и в н е в л а ж н о с т и много је сложенији, него код парног притиска, јер су локални утицаји још јачи. Стога ће се указати само на најглавније чињенице, тј. да се релативна влажност углавном мења супротно од температура. Релативна влажност је, тога ради, дању мања, него ноћу. Максима релативне влажности се подударају са минимима температуре и обратно. То ће се показати на примеру Београда за зиму и лето (таблица 28). Планински врхови имају готово супротан дневни ток релативне влажности од места у низијама и долинама, из ра-

није поменутих разлога. На алписким висовима око 3000 м настаје минимум релативне влажности између 8 и 9 часова, максимум око 20 часова, дакле оба доцније него код парног притиска, као што је на Зонблику.

97. **Годишњи период влажности ваздуха.** — Годишњи ток п а р н о г п р и т и с к а се много више прилагођава променама температуре, него у дневном току, не само на океанским, него и у копненим местима и око планинских врхова, као што ће се видети из примера острва Веленшеа, при обали Ирске, Београда и врха Зонблика (таблица 29). Најмањи парни притисак настаје, обично, у најхладнијем, највећи, у најтоплијем месецу, али само ако се узму нормалне месечне вредности ова два елемента.

Величина годишњег колебања парног притиска зависи уопште од годишњих промена температуре, али не у потпуности. То ће се показати за три поменута места:

	Веленшеа	Зонблик	Београд
год. колебање температуре	7,9°	14,9°	22,6°
год. кол. парног притиска	4,5	3,2	8,5 мм

Нарочито велика колебања парног притиска имају места у монсунским крајевима, на пр. Калкута 13,6 мм, Пекинг 16,2 мм.

Годишњи ток р е л а т и в н е в л а ж н о с т и готово је супротан току парног притиска. Из једначине (71) се видело да би се у годишњем току производа U . E, у коме је U релативна влажност, E максимални напон водене паре при температури постојећег парног притиска e, морао огледати ток парног притиска. Јер, по тој је једначини U . E = e. Али је, по наведеним примерима, годишње колебање парног притиска доста незнатно и ако га, уопште, не би било, морало би се U мењати у супротном правцу од E. Пошто је E функција температуре, вредело би приближно ово правило: Повишавању или снижавању температуре одговара смањивање или повећање релативне влажности у годишњем току. Другим речима, максимуму температуре одговара минимум релативне влажности и обратно, што се углавном види из два прва примера у таблици 29. То правило, међутим, не вреди за висока планинска места. Код њих је годишњи ток сасвим сличан дневноме. Максимум релативне влажности јавља се у топлим месецима, док минимум настаје зими, као што је случај на Зонблику. То је последица конвективних струја (параграф 101), које су врло развијене у планинским крајевима.

Таблица 29. — Годишњи токови парног притиска, релативне и специфичне влажности ваздуха

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
парни притисак мм													
Веленшеа	6.4	6.3	6.4	6.9	8.1	9.6	10.7	10.8	9.8	8.2	7.1	6.7	8.0
Београд	4.0	4.0	5.0	6.7	9.8	11.5	12.5	12.0	10.2	8.2	6.2	4.5	7.9
Зонблик	1.2	1.2	1.4	2.0	2.9	3.8	4.4	4.3	3.5	2.7	1.8	1.4	2.5
релативна влажност %													
Веленшеа	88	85	84	82	81	82	84	85	84	84	86	87	84
Београд	82	77	68	64	66	67	63	64	67	73	79	83	71
Зонблик	77	80	84	87	90	90	89	87	83	83	77	77	83
специфична влажност г/кг													
Москва	1.3	1.5	2.0	3.5	5.3	7.6	9.6	8.8	6.1	4.5	2.5	1.7	5.0

Годишњи ток с п е ц и ф и ч н е в л а ж н о с т и мења се сразмерно са током парног притиска, као што показује пример за Москву,

Друга глава

КОНДЕНЗАЦИЈА ВОДЕНЕ ПАРЕ У АТМОСФЕРИ

98. **Услови кондензације водене паре и значај аеросола.** — Садржина водене паре у атмосфери почиње да се кондензује (згушњава) у течно или чврсто стање ако се околни ваздух довољно расхлади, тј. до толике мере да постане нешто пресићен воденом паром. Водена пара би се могла, исто тако, делимично кондензовати ако би се ваздушни притисак толико повећао да ваздух постане пресићен, дакле процесом сабијања (компресије), али се то ретко кад догоди. По томе је главни узрок кондензације водене паре хлађење ваздушних маса, које настаје на три разна начина: а) непосредно, израчивањем топлоте или додиром ваздуха са хладнијим телима; б) мешањем хладних са топлим ваздушним масама; в) ширењем ваздуха при наглијем смањивању ваздушног притиска, без икаквог доношања топлоте споља. Сва ова три узрока кондензације водене паре приказаће се подробније у параграфима 99, 100 и 101.

Овде је потребно споменути да ваздух, у неким случајевима, може бити и пресићен воденом паром. Напор да ваздух постане пресићен може, али не мора довести до кондензације. Ако се, на пример, засићен ваздух хлади у слободној атмосфери, при константном притиску, он ће постати или презасићен, или ће свој сувишак водене паре кондензовати у течно или чврсто стање, према владајућој температури. Велика пресићеност је могућа ако је ваздух потпуно чист, тј. лишен све прашине, нечистоће, хигроскопских тела, свих јона и електрона. Па ипак је у таквом случају немогуће да се у ваздуху образује било магла или неки облак на одређеној висини. Та опажања Кулиеа потврдили су доцније Маскар, Еткен, Хелмхолц и др. Хелмхолц је, мерењима потребне пресићености ваздуха воденом паром за образовање магле, прорачунао да би полупречник првобитних маглених честица био невероватно мали, око 0,0002 мм. Џон Еткен је истодобно, 1880 —1885, обраћао пажњу на чињеницу да се капи не могу образовати, чак ни у пресићеном ваздуху, ако нема „нуклеус-а", честица или језгара, око којих би се кондензовала водена пара. Немогуће је да кондензација водене паре у атмосфери настаје спајањем неког броја молекула водене паре. Јер, спајање 100 молекула водене паре образовало би кап са полупречником од 10^{-6} мм, и равнотежа парног притиска на површини такве капи била би преко трипут већа од нормалног максималног парног притиска, дакле

морао би владати много виши степен пресићености од икада опаженог у природним условима. Све ово оправдава назор Еткена.

Али је новијим испитивањима утврђено да чврсте честице праве прашине немају веће важности при образовању магле. Тако Виганд наводи да при кондензацији имају већи значај разне хигроскопске честице, које долазе у ваздух при сагоревању угља и других горљивих тела, затим дим, и јони или неке чврсте честице које су наелектрисане (напуњена прашина). По хемиској природи долазе у првом реду најсићушније капи раствора хигроскопских тела, са полупречником од 10^{-6} до 10^{-4} мм, које служе као кондензациона језгра, као што су честице соли, пореклом од честица распрсканих морских таласа. Ове су ветровима пренесене из виших атмосферских слојева изнад океана и мора дубоко у копно и после делују као кондензациона језгра. Исту улогу имају и разна једињења са сумпором, вероватно пореклом из димњака, амонијак, шалитрена киселина, итд., под утицајем ултраљубичастог зрачења.

Нуклеји на којима ће прво настати кондензација не морају бити највећи, него свакако они, који имају најизразитије хигроскопске особине. Све ово значи да су аеросоли односно аероколоиди обе групе (параграф 6 при крају) она језгра на којима се кондензује водена пара.

Језгра, ако су довољно хигроскопска, могу привући себи водену пару и при релативној влажности испод 100%. Често се опазило да је ваздух у маглама далеко испод засићености. Џ. Оjенс се осведочио да је, у неким случајевима, почела кондензација водене паре на језгрима при релативној влажности од 74%. И ови случајеви, као и пресићеност ваздуха воденом паром, знатна су отступања од теориских услова. Другим речима, термодинамички услов за кондензацију водене паре, тј. да је ваздух засићен, не мора се увек испунити, јер колоидни фактор врши, у томе случају, потребне исправке.

Узрок, што је за нормалну кондензацију водене паре потребна извесна пресићеност, јесте чињеница да је притисак засићености паром мањи код хигроскопских језгара, него изнад чисте воде. Пошто кубни центиметар ваздуха садржи око 2000 до 500000 сићушних хигроскопских честица са полупречником од 10^{-5} до 10^{-4} мм, кондензација ће почети када парни притисак у атмосфери нешто мало превазиђе равнотежу парног притиска изнад засићених кондензационих језгара.

Мора се споменути и важна чињеница да се, при кондензацији, стално ослобађа латентна (везана) топлота, услед преласка водене паре у течно или чврсто стање, и то у великом износу. Ослобођена латентна топлота при преласку 1 грама водене паре из гасовитог у течно стање изражена је Рењо л-овом емпириском једначином $L = 606{,}5 - 0{,}695t$ г-кал/г, у којој је t температура при којој се врши испаравање одн. кондензација. Брент даје другачију једначину, по којој је $L = 594{,}9 - 0{,}51\ (T - 273)$; у њој је T апсолутна температура. По тој се једначини количина ослобођене латентне топлоте спорије повећава са снижавањем температуре, него по једначини Рењола, а сасвим тачне вредности даје до 40°C.

При температурама испод 0°C, када водена пара, приликом кондензације, прелази непосредно из парног у чврсто агрегатно стање, ослобађа

се још више латентне топлоте, која је равна збиру латентне топлоте кондензације и латентне топлоте мржњења (стврдњавања), која има вредност од 79,7 г-кал/г; дакле би целокупна ослобођена латентна топлота, при температури од 0°С, била око 686 одн. 675 г-кал/г, а по одређењу Фјелдстада 677 г-кал/г. Тим сталним ослобађањем латентне топлоте је знатно успорен пад температуре, који производи презасићеност, а по томе је успорена и сама брзина кондензације водене паре.

99. **Кондензација услед израчивања и додира ваздуха са хладнијим телима.** — Терестриско зрачење би могло бити важан узрок кондензације водене паре, када би се њиме могли расхладити ваздушни слојеви до велике висине. Али се тим начином, уз суделовање динамичне ускомешаности ваздуха, расхладе сразмерно танки, површински ваздушни слојеви, и кондензација се догађа само у њима. Хлађење атмосферских маса се прошири до висине од неколико стотина метара тек у изузетним случајевима. Зато се, под утицајем терестриског зрачења, образују обично приземне магле, особито густе у ведрим и тихим ноћима. Оба ова чиниоца суделују и код образовања ниских облака, стратуса (параграф 112), али ту има већег значаја непосредно израчивање ваздуха под инверзионим површинама, тј. у слојевима где је температура виша, него изнад и испод ових.

Исти је случај и при додиру ваздуха са хладнијим телима, нарочито на оним њиховим деловима који се најбрже и највише расхладе, а то су ивице лишћа, трава итд. Кондензација се тада догађа у непосредној близини тела, а водена пара се излучи на самој њиховој површини као роса или овлаженост (знојење) стена и зидова, ако је росна тачка изнад нуле, као слана или као превлака леда на површини глатких предмета, а добрих израчивача, ако је росна тачка испод тачке мржњења. Све то се збива кад духну топли, влажни ветрови после јакога мраза, нарочито у тихим и ведрим ноћима, када је земљина површина врло расхлађена, а исто тако и ваздух који је са њом у додиру.

100. **Кондензација услед мешања хладних са топлим масама ваздуха.** — Старији метеоролози су придавали много већи значај овом узроку кондензације водене паре. Теорија Џемс Хетена почивала је на томе да се највећи део падавина може објаснити мешањем хладнијих и топлијих ваздушних струја. Али је, на основу физичких принципа, утврђено да то није тачно, јер се испустила из вида латентна топлота, која се ослобађа при кондензацији, а она је важан чинилац. Поред тога је још Еспај рачунским примером показао нетачност поменуте теорије. Количина водене паре која би се кондензовала овим начином је незнатна. Бецолд је, на пример, прорачунао да се мешањем две масе ваздуха, које су засићене воденом паром, са температуром од 0° одн. 20°, а при ваздушном притиску од 700 мм, може — у најбољем случају — кондензовати 0,75 грамова воде у сваком килограму ове мешавине са средњом температуром од 11°С.

Али би се, исто тако, из засићеног ваздуха воденом паром, са температуром од 20°, могла кондензовати иста количина, ако се температура, при уздизању ваздушне масе, динамички снизи до 18,4°, што би одговарало висинској разлици од 300 метара. Осим тога, код две обližње ваздушне масе никад не може бити онолике разлике у температури, нити су икад засићене воденом паром, као што је претпостављено у Бецолд-овом примеру, те би количина кондензоване паре била још мања. Ипак, мешање

хладније са топлијом ваздушном масом даје повода за кондензацију водене паре, али не за образовање и лучење падавина.

101. **Кондензација услед конвективних струја.** — Најважније збивање које проузрокује снижавање температуре и кондензацију водене паре јесте динамичко хлађење ваздушних маса при смањивању притиска, нарочито уздизањем ваздуха из свога првобитног положаја. То се збивање зове конвективно струјање. Конвекција је латинска реч која, једноставно, значи пренашање или ношење собом, а примењена је на расподелу топлоте у неком гасу или течности. Стварно значи да разни делови гаса или течности носе собом и своју сопствену топлоту, ако приликом кретања ускладе њихове релативне положаје.

Ваздух се, услед своје експанзивне силе или напона, при загревању шири, тј. повећава своју запремину, уколико то дозвољава спољашњи притисак околне атмосфере, и тиме постаје специфично лакши; при хлађењу се сабија, одн. смањује своју запремину, и постаје специфично тежи, тј. гушћи. Први процес настаје при узлазној струји, која долази у слојеве све мањег притиска (параграф 72), па по томе и у све разређеније атмосферске слојеве. Честице ваздуха се, у узлазној струји, стога шире, тим више, што долазе на већу висину. Али, за тај спољашњи рад, рад на ширењу, насупрот притиску околног ваздуха, буде одузет одговарајући механички еквиваленат топлоте (параграф 20), а последица тога је да им се температура смањује. Обратно се збива код силазног ваздушног кретања, при коме се цела ваздушна маса сабија, долазећи у све гушће слојеве, са све већим атмосферским притиском. Садржина топлоте, у таквим ваздушним масама, остаје иста при тим разним притисцима, али се температура мења по одређеном закону, који је изражен Поасоновом једначином. Помоћу ње се могу прорачунати апсолутне температуре (Т) и притисци (р) код узлазних и силазних ваздушних маса (параграф 105).

Под претпоставком да конвективне струје, ни на који начин, нити добијају, нити издају топлоту, да су, дакле, те ваздушне масе потпуно изоловане од утицаја околине, морају се, услед извршеног рада на ширењу, хладити, а при обрнутом процесу загревати. Такав начин хлађења и загревања ваздуха динамичким путем зове се адијабадски начин (грч. διάβατος = кроз што се може проћи, пролазно; са привативним α = непролазно), а само збивање јесте динамичко хлађење или загревање. Адијабатске промене се не могу испитивати у лабораторији под обичним огледним условима. Али, у слободној атмосфери, где врло знатна запремина ваздуха подлежи промени притиска, одилажење топлоте кроз изолујућу границу је сасвим незнатно, и нема непосредна дејства на икоји део ваздушне масе, са изузетком оне непосредно уз границу. Таква маса, изолована од утицаја околине, зове се затворен систем или затворен простор.

Као што се види, загревање атмосфере врше, с једне стране, зрачење Сунца и Земље (параграф 42), и, са друге стране, процес конвекције са земљине површине, и то термичке и, у знатно већој мери, врло делотворне динамичке конвекције, т. зв. турбуленције (параграф 17 в, 153).

Све док је ваздух незасићен воденом паром, дакле у т.зв. сувој атмосфери, која се загрева само од доле конвективним струјањем, температура

се на свакиих 100 метара уздизања ваздуха једнолико смањи за 1°C (тачније за 0.986°), док се температура код силазне ваздушне масе повећава у истој сразмери. Та величина се зове *сув адијабатски градијент*, јер ваздух није засићен воденом паром, а такво топлотно стање атмосфере је *стање температурне конвективне равнотеже*. Ваздушна маса која би, у таквом стању, била пренесена на који други ниво, добила би, услед промене запремине, сама по себи, температуру овог ваздушног слоја, и ту би се налазила у т.зв. *индиферентној равнотежи*, јер не би имала тежњу ни за узлазно ни за силазно кретање.

Услови се битно промене код засићеног ваздуха воденом паром. Најважније је при томе, што од тада почиње кондензација, прелазак водене паре у течно или чврсто стање, при чему се ослобађа веома велика количина топлоте, т.зв. *латентна* или *везана топлота кондензације* (параграф 98 при крају). За ову је карактеристично да је тим мања, што је виша температура. Тако, на пример, при температури од 30° износи око 593 г-кал/г, при 0° око 600 г-кал/г, при —30° око 618 г-кал/г. Још више се топлоте ослободи ако водена пара прелази непосредно у чврсто стање, дакле приликом сублимације, јер се тада латентној топлоти кондензовања придода и латентна топлота мржњења, што износи око 680 г-кал/г. Узлазна струја добија овом ослобођеном количином топлоте стални постак да се и даље уздиже, а овај потстак траје све дотле, док се врши кондензација водене паре. Али је хлађење ваздуха у узлазној струји, стога, знатно успорено. Температура се на сваких 100 метара уздизања ваздуха смањи отприлике за 0.5° до 0.7°C. Та величина се зове *влажни адијабадски градијент*, јер одговара влажном ваздуху, који је уједно и засићен воденом паром. Температура се у истој сразмери повећава код силазних ваздушних маса (параграф 117), али чим ове постану незасићене, температура им се повећава по сувом адијабатском градијенту.

Када се ваздух толико расхлади да се водена пара почне кондензовати, опадање температуре се — при истом ширењу ваздуха или истом смањивању ваздушног притиска — смањи, као што је напред показано. *Хан* је теориски одредио величину опадања температуре, приликом уздизања за 100 метара, при разним температурама засићеног ваздуха воденом паром (таблица 30).

Таблица 30. — Температура паром засићене узлазне ваздушне масе са различитих висина

вазд. прит. мм	виси-на км	–30°	–25°	–20°	–15°	–10°	–5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
		опадање температуре на сваких 100 м висине												
200	10.6	0.84	0.74	0.64	0.57	0.49	0.43	0.37	—	—	—	—	—	—
300	7.3	0.87	0.80	0.72	0.65	0.57	0.51	0.44	0.42	0.38	—	—	—	—
400	5.1	0.89	0.84	0.77	0.71	0.63	0.57	0.50	0.47	0.42	0.38	—	—	—
500	3.3	0.91	0.86	0.80	0.74	0.68	0.62	0.55	0.52	0.46	0.41	0.38	—	—
600	1.9	0.92	0.88	0.83	0.77	0.71	0.65	0.58	0.55	0.49	0.44	0.40	0.37	—
700	0.7	0.93	0.91	0.85	0.80	0.74	0.68	0.62	0.59	0.53	0.48	0.44	0.40	0.37
760	0.0	0.93	0.91	0.86	0.81	0.76	0.69	0.63	0.60	0.54	0.49	0.45	0.41	0.38

По подацима у таблици излази да се опадање температуре, код узлазне ваздушне масе, убрзава са снижавањем температуре, као и са смањивањем висине.

Нојхоф је допунио таблицу 30, јер је прорачунао вертикалне градијенте температуре (параграф 57) за ваздух засићен воденом паром на разним висинама и са различитом почетном температуром при своме узлазном кретању (таблица 31).

Таблица 31. — Вертикални градијенти температуре засићеног ваздуха воденом паром

висина у км: / почетна температура	0	1	2	3	4	5	6	7
—20°	0.86	0.90	0.95	—	—	—	—	—
—10°	0.75	0.82	0.87	0.89	—	—	—	—
0°	0.62	0.68	0.75	0.82	0.88	—	—	—
10°	0.54	0.56	0.60	0.65	0.73	0.80	0.84	—
20°	0.44	0.46	0.49	0.51	0.55	0.59	0.63	0.72
30°	0.37	0.37	0.38	0.40	0.42	0.45	0.46	0.48

Из ове таблице се види да се вертикални градијенти температуре, при истим почетним температурама, повећавају са снижавањем температуре, јер се, упоредно са овим, смањује и максимални парни напон (параграф 90). Са друге стране је опадање температуре на сваких 100 м уздизања тим веће, што је већа висина; узрок томе је што се садржина водене паре у ваздуху смањује са висином (параграф 93), те се градијенти све више ближе условима сувог адијабатског градијента.

Један део кондензоване водене паре се већином излучи из атмосфере у виду падавина, те се, на тај начин, смањи и одговарајућа енергија узлазне струје. *Бецолд* је такве услове назвао *псеудоадијабатскима* (грч. ψευδής = лажан, неправи). Важно је споменути да псеудоадијабатских промена може бити само при динамичком ширењу ваздуха, код узлазних струја, а адијабатских промена и при узлазним и при силазним ваздушним масама. При последњима не може никад бити лучења кондензоване водене паре у виду падавина, јер се ваздух тада динамички загрева и постаје, релативно, све сувљи.

Битна се разлика збива при прелазу ширења у сабијање, односно при прелазу узлазне у силазну струју. У овом случају настаје највећа разлика у томе, да ли је, при узлазном кретању, понесена ваздушном масом и кондензована вода, или се ова излучила. Ако би била понесена, тј. ако се ширење ваздуха стварно догађа по адијабати, тада се и сабијање збива по истом закону; промена стања је тада повратна (параграф 19). Ако би се дешавала псеудоадијабатски, при сабијању ће владати сасвим другачији закон од онога који је вредео за ширење. Правило да су адијабатске промене у стању влажног (засићеног) ваздуха углавном неповратне, једно је од најважнијих за теориску метеорологију. На пример, потенцијална температура (параграф 105) остаје непромењена при адијабатским променама у стању влажног ваздуха, док се при псеудоадијабатским променама повећава.

Напред поменути вертикални градијенти температуре, међутим, не владају у атмосфери при стационарним или постојаним приликама, него се температура смањи за 0.5° до 0.6°, просечно за 0.56°, на сваких 100 метара висине. То је *нормалан вертикални градијент температуре*. Он је увек мањи од сувог адијабатског градијента, што значи да је атмосфера, по правилу, у *стабилном стању равнотеже*. Узлазна ваздушна маса, која није засићена воденом паром, мења своје топлотно стање по сувом адијабатском градијенту; она је, на сваком вишем нивоу, све хладнија према околном ваздуху, и стога је присиљена да се спушта, због повећане специфичне тежине.

Лабилно стање равнотеже настаје у свима случајевима када је опадање температуре са висином прекоадијабатско (параграф 67), тј. када се температура смањи за више од 1°C на сваких 100 метара висине. Узлазна ваздушна маса, која није засићена воденом паром, хлади се и у овом случају по сувом адијабатском градијенту, док не постане засићена паром; стога је, на сваком вишем нивоу, све топлија према околном ваздуху, и све више тежи да се и даље уздиже, услед сразмерно све мање специфичне тежине према својој околини.

Према томе да ли је вертикални градијент температуре већи или мањи од одговарајућег сувог или влажног адијабатског градијента, говори се о лабилној или стабилној слојевитости атмосфере. Под стабилношћу се подразумева да углавном нема вертикалних кретања ваздушних маса, док лабилност означава такво стање у коме ова преовлађују.

102. **Висина кондензационог нивоа.** — Висина на којој почиње кондензација водене пара може се добити једначином (70) за специфичну влажност, ако јој се да једноставнији облик

$$q = 622 \frac{e}{p} = 622 \frac{E}{p} = Q \text{ г/кг.} \qquad (76)$$

То се може учинити из разлога, што је специфична влажност код узлазних ваздушних кретања непромењљива све до кондензационог нивоа. Пошто је ваздух на овом нивоу засићен воденом паром, биће постојећи парни притисак e раван максималном парном притиску E, као што је стављено у једначину (76). Вредности E одговара одређена температура t, која мора бити истоветна и код посматране ваздушне масе на кондензационом нивоу. Висина се одређује помоћу дијаграма са адијабатама.

Ферел је поставио једноставну емпириску једначину за одређење кондензационог нивоа, која изгледа овако (по исправци константе 125):

$$h = 120(t - T_d). \qquad (77)$$

У њој је t температура ваздуха изнад земљине површине, T_d температура росне тачке. Али, поред ваздушне температуре, треба знати и релативну влажност ваздуха, јер се по њој одреди росна тачка у Психрометарској таблици. Ево примера: Ако је t = 24°, релативна влажност 43%, биће росна тачка 10.6°, а по томе је h = 120(24 — 10.6) = 1608 м. При истој ваздушној температури од 24°, али са релативном влажношћу од 71%, биће T_d = 18.4°, а висина кондензационог нивоа, или основица облака, 672 метра.

Последња једначина је нарочито погодна за одређење доње површине или основице обичних кумулуса или неких облака ружног времена, који су поглавито условљени стањем приземних ваздушних слојева или динамички (параграф 114 а). Основица тих облака је већином до 80 м нижа од одређене висине формулом.

За непосредно одређење кондензационог нивоа може се употребити хигрометар са висинском скалом облака, који је зготовљен од фирме *Р. Фус*.

103. **Природа саставних делова магле и облака.** — Честице из којих су састављене масе магли и облака образоване су у виду сићушних *течних капљица*, а не у виду *мехурића*, као што се то некад сматрало. Те капљице су видљиве у микроскопу и величина им се може мерити. Многи су нашли да им се пречник мења од 8 до 20 микрона. Капљице са пречником око 15 микрона падају брзином од 1 цм у секунду или 45 м на час. Честице, при почетку кондензације, могу бити толико мајушне — на Маунт Вошингтену просечне тежине око 10^{-17} г — да им се лебдење у ваздуху може назвати колоидним, тј. да им положај зависи од молекуларног бомбардовања, а не од теже.

Пречници водених капљица у *магли* су, на слободном пољу, обично између 8×10^{-3} до 6×10^{-2} мм, просечно око 12×10^{-3} мм. Пречник капљица у *сумаглици*, врло разређеној магли, још је много мањи; обично је мањи од 5×10^{-4} мм. *Облачне капљице* су, међутим, нормално веће: у облацима, који не дају падавине, пречник је између 9×10^{-3} до 2×10^{-1} мм, а у гушћим облацима повећа се и до 2 мм.

Ако се, као средњи пречник капи, узме 0,02 мм, а као количина кондензоване воде у кубном метру 1 грам, ова запремина ваздуха садржала би у себи 239 милиона капљица, а у кубном центиметру било би 239 капљица.

Капљице магли и облака могу остајати у течноме стању и при температурама испод нуле. Кондензоване течне капљице могу, при узлазном кретању влажног ваздуха, бити узношене до висина са температуром дубоко испод нуле, а да се не замрзну у лед. Облаци са *прехлађеним воденим капима* били су опажани до температуре од —40°C. Али, чим се те капи додирну са неким телом, сместа се следе. *Финдајзен* је, при својим испитивањима, нашао да у облаку са нешто нижом температуром од тачке мржњења преовлађују водене капљице, али при температури испод —10° више је ледених честица. Неки облици облака састављени су из капљица и чврстих елемената: *кристалних скелета* (шестокраке звездице) и *кристаластих облика* или *сферокристала*, као што је језгро крупе (параграф 112). Са друге стране су неки од највиших облачних облика, на тропским и умереним ширинама, састављени искључиво из *потпуних кристала* (љуштица или ледена иглица). Образовање шестокраких звездица и сферокристала може настати и на најситнијим слеђеним капљицама, као језгрима кристалисања.

Најпосле се, по испитивањима *Штувеа*, капљице увек образују искључиво око гасовитих хигроскопских језгара. Капљице се кондензују на честицама растворених соли, поглавито морских соли, при температури изнад —20°, а шестокраке звездице и кристаласти облици при температури испод —20°, док се ледене иглице образују на нерастворљивим хигроскоп-

ским честицама при било којој температури испод тачке мржњења, али обично испод —20°. Сви последњи облици настају с у б л и м а ц и ј о м, тј. непосредним прелазом водене паре у чврсто агрегатно стање.

104. **Стадиуми кондензације.** — Адијабатска узлазна кретања ваздушних маса не условљавају само кондензацију водене паре, него и разне врсте падавина, према температури која влада на одређеним висинама. Разликују се четири стадиума кондензације: сув стадиум, стадиум облака и кише, града, снега. За приближно објашњење и решавање тих збивања могу послужити таблице 25, 25а и 28. Као пример су узети подаци Х а н а.

а) С у в с т а д и у м. Нека ваздух при земљиној површини има температуру од 30°, релативну влажност од 50%, а ваздушни притисак од 760 мм. По првим вредностима је парни притисак 15,9 мм, росна тачка 18,5°. Ако се ваздух уздиже, он се динамички хлади отприлике за 1° на сваких 100 м. Ако се ваздух не би ширио, росна би тачка настала већ на висини од 30—18,5 = 11,5×100, дакле на висини од 1150 метара. Ваздушни притисак до те висине спадне приближно до 655 мм, тако да се ширење ваздушне масе повећало на 760 : 655 = 1,16, а парни притисак је на поменутој висини, из тога разлога, само 15,9 : 1,16 = 13.7 мм. Стварна росна тачка је, зато, отприлике 16,1°. То значи да кондензација водене паре и услови за падавине почињу тек на висини од (30—16,1) × 100 = = 1390 м.

б) С т а д и у м о б л а к а и к и ш е. Кондензација водене паре и образовање облака почиње на висини око 1400 метара и при температури од 16,1°. Од тог тренутка је опадање температуре са висином знатно успорено, на 0,45° на сваких 100 м висине. Температура би, по величини овог градијента, спала до тачке мржњења на висини од (16,1°×100) : 0,45° = = 3580 м, односно на апсолутној висини од 1390 + 3580 = 4970 м.

Али се опадање температуре тим више убрзава, што је већа висина, пошто се количина водене паре у ваздуху, услед сталног кондензовања, смањује са опадањем температуре. На приближној висини од 0°С, тј. на висини око 4700 м, вертикални градијент температуре се повећа на 0,51°. По томе је средњи градијент, којим треба рачунати, $^1/_2$(0,45+0,51) = 0,48°, а релативна висина на којој буде достигнута тачка мржњења је тада (16,1×100) : 0,48 = 3355 м, апсолутна висина око 4750 метара.

Треба сада утврдити колико би се воде могло излучити и облака у виду падавина од кондензоване водене паре у стадиуму облакаи кише. Ваздушни притисак је, на горњој граници овог стадиума, смањен на 420 мм. Кубни метар ваздуха се, услед тога, раширио у сразмери 760 : 420 = = 1,81 тј. запремина се повећала на 1.81 према првобитној, а температура на тој висини је 0°. Да би кубни метар ваздуха, при температури од 0°, постао засићен воденом паром потребно је 4,85 г водене паре, а за 1,81 м³ очевидно је потребно 4,85×1,81 = 8,78 г. Међутим је, у почетку, при температури од 30° и релативној влажности од 50%, садржина водене паре у 1 м³ ваздуха износила 30,40 : 2 = 15,2 г водене паре, што значи да се 6,42 г излучило из горњег дела облачне масе у виду кише, са запремином од 1,81 м³, а 3,6 г из 1 м³. Ако би брзина узлазне струје била 3 м/сек, тада би у секунду пало, на површину од 1 м², 3,6×3 = 10,8 г кише, а за један час 10,8×3600 = 38,9 кг, што би одговарало слоју воде од 38,9 мм, а то је доста јака киша.

в) С т а д и у м г р а д а. Ако облак буде понесен још на веће висине, и ако сва кондензована количина воде остане у њему, почеће стадиум града; али би било тачније да се означи као с т а д и у м м р ж њ е њ а, јер стварно образовање града настаје на знатно већој висини. Ваздух садржи у овом стадиуму, поред водене паре, сићушне капљице облака, са температуром од 0°, и крупније кишне капи, које се м о г у, али не морају замрзнути. Температура остаје при тачци мржњења све док се не замрзну све водене капи, јер се непрестано ослобађа латентна топлота мржњења. Ваздух се, под таквим збивањима, може уздићи за 200 м висине, а да му се температура не мења. Стога овај стадиум има самосталан међуположај. Водена пара се у стадиуму града уопште не кондензује, него — напротив — незнатан део кондензоване масе испари, услед смањивања ваздушног притиска без икаква хлађења.

г) С т а д и у м с н е г а. Ако се све кишне капи, у стадиуму кише, излуче из атмосфере у виду кише, стадиум града изостаје, а уместо њега одмах почиње стадиум снега, у овом примеру приближно од 4750 м висине. Вертикални градијент температуре је на тој висини око 0,52°, а навише се све више повећава. Ако се узме да стадиум снега траје све док температура не спадне на —30°, градијент би се ту повећао до приближно 0,86°. По томе се може прорачунати да ће тај стадиум трајати све до релативне висине од 30 : $^1/_2$ (0,52+0,86) = 30 : 0,69 = 4350 м, одн. до апсолутне висине од 4750+4350 = 9100 метара. До те се висине мора кондензовати готово сва садржина водене паре у тој узлазној струји.

Пошто се, при температури од —30°, у кубном метру засићеног ваздуха не може налазити више од 0,34 г водене паре, морала би се излучити, у виду снега, количина од 8,78—0,34 = 8,44 г, а то би опет дало висок слој воде.

Ј е д н а ч и н е з а с т а д и у м е к о н д е н з а ц и ј е, које се обично употребљују за прорачунавање, јесу ове:

С т а д и у м а. — Састав смесе сувог ваздуха и водене паре је непроменљив у сувом стадиуму, а мешавинска сразмера има константну вредност $\zeta = x + y + z$. Ту је x тежина водене паре, у грамовима, сједињене са 1 г сувог ваздуха; y тежина течне воде, у грамовима, сједињене са 1 г сувог ваздуха; z тежина леда, у грамовима, сједињеног са 1 г сувог ваздуха. Њихов притисак и температура повезани су једначином

$$pT^{-m} = \text{конст.}, \qquad (78)$$

у којој су p целокупни притисак, T апсолутна температура, m ознака влажности ваздуха:

$$\frac{c_p}{c_p - c_v} = \frac{c_p}{AR},$$

дакле је

$$m = \frac{c_p + \zeta c_p'}{AR(1+\zeta : \varepsilon)} = 3{,}49 \text{x} \frac{1+1{,}94\zeta}{1-1{,}608\zeta}. \qquad (79)$$

У овој једначини је c_p специфична топлота сувог ваздуха при константном притиску (= 0,2396), c_v специфична топлота сувог ваздуха при константној запремини (= 0,1707), ε = специфична тежина водене паре (= 0,6221), c_p' специфична топлота водене паре (= 0,4652), A реципрочна вредност топлотног еквивалента (= 0,2386 кал/џаул), R гасна константа сувог ваздуха (таблица 1).

С т а д и у м б. — Када се ваздух засити воденом паром даље хлађење доводи до кондензације те се сразмера између количине водене паре и течне воде промени. Једначина за овај стадиум гласи:

$$\log(p\text{-}e) - 3{,}93\,\frac{L}{T}\,\frac{e}{p\text{-}e} - m_1 \log T = \text{конст.} \qquad (80)$$

У овој једначини је e парни притисак, L латентна топлота испаравања одн. кондензације (параграф 97 при крају), а

$$m_1 = \frac{c_p + \zeta c}{AR} \qquad (81)$$

где је c специфична топлота течне воде (= 1,013, вредност при 0°C).

Стадиум в. — Овде се претпоставља да се водене капи почну замрзавати, чим ваздушна температура спадне испод тачке мржњења, што се стварно не збива. Уношењем бројних вредности констаната, једначина изгледа овако

$$\log(p\text{-}e)_1 - \frac{59{,}71}{(p\text{-}e)_1} = \log(p\text{-}e)_0 - \frac{52{,}39}{(p\text{-}e)_0} - 1{,}846\zeta. \qquad (82)$$

И овде треба споменути да температура остаје непроменљива при уздизању и ширењу ваздушне масе, али неки део течне воде мора испарити да би се одржала засићеност ваздуха.

Стадиум г. — У овом стадиуму је $y = 0$, те је $\zeta = x + z$. Ако се унесу вредности појединих констаната, добија се следећа крајња једначина

$$\log(p\text{-}e) - 3{,}49\,(1+2{,}09\zeta)\log T - \frac{2664e}{(p\text{-}e)\,.\,T} = \text{конст.}, \qquad (83)$$

у којој је L из стадиума б. замењено са L_1 као константом латентне топлоте сублимације (= 677 г-кал, по Фјелдстаду).

105. **Потенцијална температура ваздуха.** — Ваздух, при своме динамичком хлађењу, тј. при адијабатском узлазном кретању (параграф 101), не губи ништа од своје садржине топлоте, јер би се, при повратку на првобитни притисак, опет при адијабатским променама стања, успоставила и његова ранија температура. Хелмхолц и Бецолд су такву температуру назвали потенцијалном температуром, која је згодан појам за многа посматрања и има велику важност у физици атмосфере. Ако се, као нормалан ваздушни притисак, узме 1013 мб или 760 мм живе, што одговара приближно притиску на морском нивоу, и ако се одређена маса ваздуха доведе на тај нормални притисак p_0, тада је њезина ранија температура T прешла у другу температуру Θ, тј. у потенцијалну температуру. Ова, према закону Поасона, има вредност

$$\Theta = T\left(\frac{p_0}{p}\right)^{0{,}2884} \quad \text{или} \quad p_0 = p\left(\frac{\Theta}{T}\right)^{3{,}47} . \qquad (84)$$

У тој једначини је p притисак ваздушне масе, који је имала при температури T, p_0 нормални притисак, а експонент 0,2884 одговара вредности $\frac{c_p - c_v}{c_p}$, које су ознаке објашњене код једначине (79). Прва једначина даје погодну везу за одређење вредности T и p код конвективних струја ако се логаритамски диференцира, и тада добија облик

$$dT = 0{,}2884T\,\frac{dp}{p} . \qquad (84a)$$

Потенцијална температура се, дакле, дефинише као она апсолутна температура неке ваздушне масе, коју би ова добила ако буде доведена на нормални притисак без примања или одузимања топлоте. Шо је именом мегатемпературе назвао величину Θ при ваздушном притиску од 1000 мб, јер се овај зове мегадин на цм².

Потенцијална температура остаје константна у сувом и незасићеном ваздуху при адијабатским променама његове запремине. Стварна ваздушна температура се, при конвективним кретањима, мења за 1° на 100 м висине, док његова потенцијална температура има исту вредност на било којој висини.

Потенцијална температура неког места, са познатом апсолутном висином, може се приближно одредити ако се опаженој температури тога места дода још онолики број степена, колики одговара његовој апсолутној висини, израженој у хектаметрима (= 100 м). На пример, нека се нека ваздушна маса налази на висини од 800 м са температуром од 16°, а друга нека је на висини од 1700 м са температуром од 11°. Сада се те вредности своде адијабатски на нормални притисак при морском нивоу. Прва ваздушна маса би, при томе, повећала своју температуру за 8°, дакле јој је потенцијална температура 24° (= 16° + 8°), док би друга добила потенцијалну температуру од 28° (= 11° + 17°). Свака од ових ваздушних маса има, на свакој висини, исту потенцијалну температуру, али, друга од њих је, потенцијално, за 4° виша од прве, ма да јој је стварна температура у почетном положају знатно нижа. То сведочи да се, у стабилној равнотежи атмосферских слојева, потенцијална температура повећава са висином. Средњи вертикални градијент температуре у наведеном примеру је око 0.56° на 100 м (стр. 178 горе). Пошто је такво стање најчешће, тј. да је вертикални градијент обично мањи од 1°, потенцијална температура се готово увек повећава са висином.

Потенцијална влажна температура Θ_1, тј. температура влажног термометра, има особину да остане константна за време свих адијабатских и псеудоадијабатских промена притиска, било да су настајали кондензација или испаравање, или не. Иначе температура влажног термометра, при конвективним адијабатским струјањима, стално следује влажном адијабатском градијенту. Услед тога се многоструко примењује за синоптичке и климатолошке сврхе, и за многе друге практичне потребе.

106. **Еквивалентна и еквипотенцијална температура.** — Влажни ваздух садржи у себи одређену количину латентне топлоте, која се ослобађа при кондензацији водене паре и повећава ваздушну температуру. Стога је корисно за многа, нарочито термодинамичка посматрања, да се уведе још један бројни израз као мера за влажност ваздуха.

Ако јединица масе сувог ваздуха садржи n грамова водене паре, може се замислити да ће се, при узлазном кретању те ваздушне масе, водена пара кондензовати, и да ће се ова ослобођена топлота кондензације употребити за загревање ваздуха. Пошто 1 г водене паре садржи око 605 г-кал у латентном (везаном) стању, а пошто је за загревање 1 кг влажног или сувог ваздуха потребно око 240 г-кал, мораће се, у замишљеном случају, јединица ваздушне масе при кондензацији своје водене паре загре-

јати приближно за $\frac{605}{240} = 2{,}52°$. Та величина је тражени „додатак" апсолутној температури посматране смесе сувог ваздуха и водене паре *T*, који се може назвати еквивалентна разлика температуре ΔT. Ова се може изразити и у другачијем облику, ако се за *n* уведе вредност $622\ \frac{e}{p}$, где је *e* парцијални притисак водене паре, *p* ваздушни притисак, а 622 тежина 1 кг водене паре (таблица 1), дакле је

$$\Delta T = 2{,}52 \times 622\ \frac{e}{p} = 1567\ \frac{e}{p}\ . \qquad (85)$$

Према томе је

$$T + \Delta T = T + 1567\ \frac{e}{p} = T', \qquad (86)$$

где је T' еквивалентна температура посматраног влажног ваздуха, тј. апсолутна температура, која је пропорционална целокупној садржини топлоте влажног ваздуха. Бецолд је поставио простију једначину за еквивалентну температуру, под претпоставком да је *p* = 760 мм, јер је тада T' = T+2e, која служи за приближна одређења ове величине.

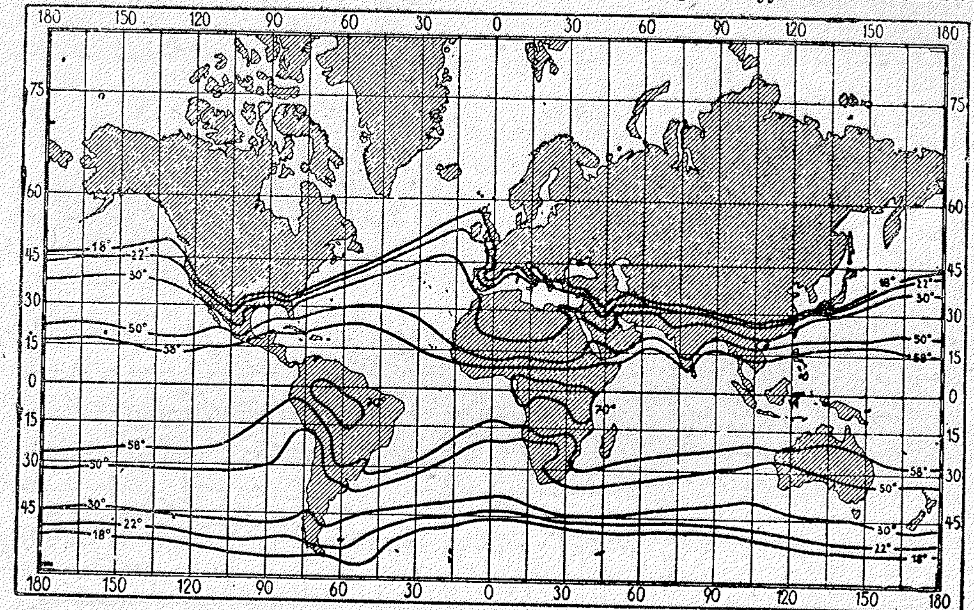
Пузанов је покушао да корисно примени еквивалентну температуру. Код хипотетичног склопа потенцијалне температуре, сва кондензациона топлота се утроши на повишење ваздушне температуре. Али је, у стварном случају, кондензација последица узајамног дејства ваздуха и тела са нижом температуром. Тада се кондензациона топлота не употреби само за повишење ваздушне температуре, већ и за изједначење разлике у температури ваздуха и упливишућег тела. Изведена једначина на томе принципу је примењена на расуђивање о делотворности термичког утицаја ваздуха, са вишом температуром и различитим степенима влажности, на топљење снежног покривача. Општи облик те једначине је T' = T + 2 (e — E), у којој је *T'* стварна еквивалентна температура, *e* парни напон, *E* максимални напон водене паре при температури површине тела, *T* температура ваздуха. У случају топљења снежног покривача добија облик T' = T + 2 (e — 4.6), где је 4.6 максимални притисак водене паре, у милиметрима, при 0°C, тј. температури топљења снега. Температуре, које су одређене овом једначином, много више одговарају интензитету природног топљења снега од температура сувог термометра.

Практични значај еквивалентних температура се види из слика 46 и 47, које претстављају расподелу тих температура по земљиној површини у јануару и јулу. Кригер је еквивалентне температуре поделио у седам ступњева, према томе какав осећај изазивају код човека. Оне се, ако су испод 18°, осећају као хладне; од 18°—22° као веома прохладне; од 22°—30° као прохладне (свеже); од 30°—50° као лагодне; од 50°—58° као мало запарне; од 58°—70° као запарне, а преко 70° као изванредно запарне.

Јануарска карта еквивалентних температура показује како су, отприлике, у целој Северној Америци и Евразији, северније од 30° шир., еквивалентне температуре испод 18°, са изузетком приморских,

нарочито западних крајева. Тропски крајеви, приближно од 15° сев. шир. до 25° јуж. шир., имају веће вредности од 58°, у унутрашњости Јужне Америке и полутарске Африке већу еквивалентну температуру од 70°. На већим ширинама јужне полукугле, где је тада лето, настаје постепен прелаз према лагодном и прохладном осећању, и тек око 45° јуж. шир. спадне еквивалентна температура испод 30°.

Јулска карта еквивалентних температура не показује ни близу онолико збијену расподелу линија, као у јануару. Велики делови Северне Америке и Евразије имају тада еквивалентну температуру између 30° и 50°, дакле услове лагодног осећања, а тек се од стожерника према северу и отприлике од 45° на југ услови постепено погоршавају. Веће еквива-



Слика 46. — Расподела еквивалентне температуре изнад земљине површине у јануару (по Кригеру)

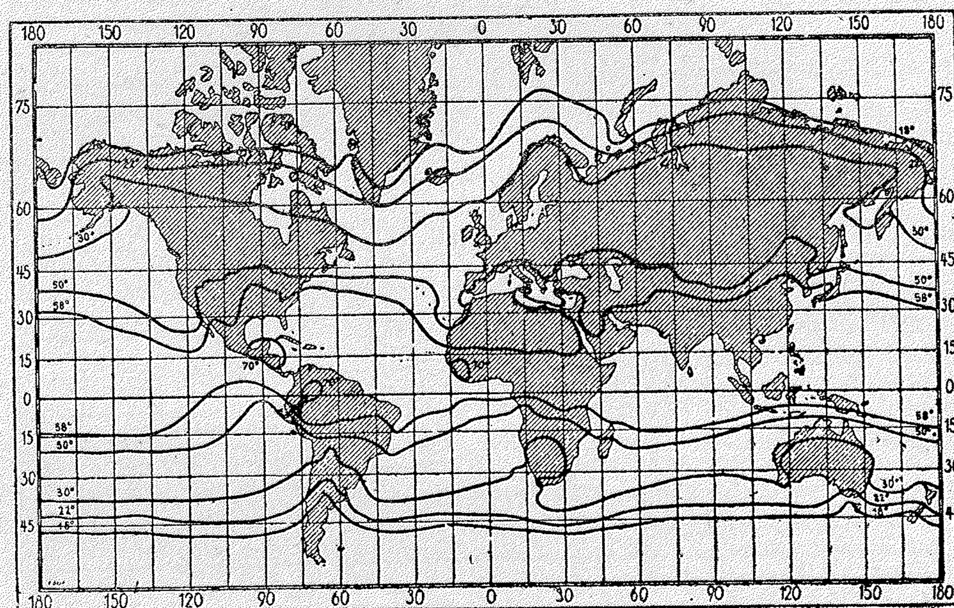
лентне температуре од 58° владају, приближно, од 30° сев. шир. до 10° јуж. шир., а области од преко 70° ограничене су само на Централну Америку, полутарски крај западног дела Јужне Америке и на југозападни крај Северне Африке. Еквивалентна температура од 18° почиње на јужној полукугли, где влада зима, отприлике од 45° јуж. шир., на северној полукугли тек у поларним крајевима, од 70° и 75° сев. шир.

Најважније је што, по Кригеру, постоји веза између еквивалентних температура и вегетационих граница букве, брезе, јавора, липе и пшенице.

Пример Хвара показује како се долази до еквивалентне температуре, употребом обе једначине, јер су изнесене средње 60-годишње вредности парног притиска *e*, ваздушног притиска *p* и температуре *t*, коју би требало прерачунати у апсолутну температуру *T* (= t + 273°), али се прорачунавање може учинити и без тога:

Хвар	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
e мм	5.5	5.9	6,6	8,2	10,5	13,0	14,3	14,2	12,7	10,8	8,1	6,6	9,7
p 700 мм +	61,1	60,5	58,0	57,8	58,6	59,0	58,6	58,8	60,3	60,1	60,0	59,9	59,4
t °C	8,4	8,9	10,9	14,1	18,3	22,1	24,8	24,4	21,4	17,5	13,1	10,1	16,2
T + 1567 (e : p)	19,7	21,0	24,5	31,0	39,9	48,8	54,2	53,6	47,5	39,7	29,7	23,6	36,1
T + 2e	19,4	20,7	24,1	30,5	39,3	48,1	53,4	52,8	46,8	39,1	29,3	23,3	35,6
Београд													
T+ 1567 (e : p)	7,9	9,5	16,7	25,0	36,4	44,0	47,8	45,6	38,0	29,1	18,7	10,9	27,[illegible]

Вредности за Београд су прорачунате да би се видело колике су разлике у еквивалентној температури између континенталног и приморског места у нашој земљи. Највеће су разлике у зимским месецима (12,7° до 11,5°), а најмање крајем пролећа (3,5° у мају и 4,8° у јуну).



Слика 47. — Расподела еквивалентне температуре изнад земљине површине у јулу (по Кригеру)

Ако се ваздушна маса уздиже псеудоадијабатски, све док не кондензује целу водену пару и све док се ова не излучи у виду падавина, па се тада, адијабатски, спусти до нивоа нормалног притиска, температура коју тада добије биће е к в и в а л е н т н о-п о т е н ц и ј а л н а т е м п е р а т у р а, Θ', како ју је назвао Р о б и ч, или — скраћено — е к в и п о т е н ц и ј а л н а т е м п е р а т у р а. Другим речима, одређену еквивалентну температуру *T'* треба ставити у једначину (86), уместо вредности *T*, помоћу П о а с о н о в е једначине (84). Као крајњи резултат се добија следећи математички израз

$$\Theta' = T\left(\frac{p_0}{p}\right)^{0,2884} + \Delta T\left(\frac{p_0}{p}\right)^{0,2884} \qquad (87)$$

Последњи израз, једначина (87), одговара стварно појму п о т е н ц и ј а л н е е к в и в а л е н т н е т е м п е р а т у р е, али је — у временској служби — истоветан са појмом еквипотенцијалне температуре, само је извођење другачије. Еквипотенцијална температура се одликује тиме, што се, углавном, не мења ни при кондензацији, ни при адијабатским променама притиска.

Еквипотенцијална температура се искоришћава у временској служби, да би се, при анализи дневних синоптичких карата (параграф 185), утврдила истоветност код разних ваздушних маса (параграф 186, 187); ова температура сједињује оба елемента: температуру и влажност на беспрекоран физички начин, а пропорционална је, такође, целокупној садржини топлоте ваздуха. Ево примера како се искоришћава ова вредност. При провали хладних ваздушних маса, ове се често распростру далеко на висину и испуне целу доњу половину тропосфере. То се збило, на пример, 16 XII 1929, па се, аеролошким мерењима на узлетишту Хамбурга, у 8 часова, утврдио овакав вертикални распоред неких метеоролошких елемената:

висина	ваздуш. притисак	темпер.	релат. влажност	апсолут. влажност	потенц. темп.	еквипот. темп.
5200 м	384 мм	—33,7°	80%	0,2 г	17,2°	18,3°
3800	471	—20,3	78	0,7	15,8	19,0
2000	594	— 6,2	84	2,4	12,2	20,0
1700	622	— 5,0	88	2,8	9,6	17,2
400	734	4,2	84	5,2	6,0	17,0
	колебање	37,9°	10%	5,0 г	11,2°	3,0°

Као што се види, еквипотенцијална температура има најмање колебање од свих осталих врста температура; она је конзервативан, доста постојан метеоролошки елеменат, неподлежан већим променама.

107. **Коагулација водених капи у магли и облаку.** — Образовање крупнијих водених капи, кристалних и кристаластих чврстих облика, који се луче из облака у виду кише, снега, града или сградице, у тесној је вези са стварањем облака.

Могуће је да се, у пресићеном ваздуху са мало кондензационих језгара, неколико од њих, дуготрајном кондензацијом водене паре, све више повећавају и најпосле падну на земљину површину као нормалне кишне капи. Али су такви случајеви кише из ведрог неба веома ретки, бар у нижим атмосферским слојевима. Највиши облаци, цируси (параграф 111), међутим, често показују изразите пруге, које се косо спуштају надоле, што сведочи да се из њих луче падавине.

Честице падавина се несравњено чешће образују овако: Кондензација водене паре врши се истодобно код великог броја истоврсних језгара по њиховој природи. Али се, наравно, не могу сва језгра повећати до величине кишних капи, при обичним брзинама хлађења ваздуха, него оне остају знатно мање. Облаци се, због тога, често дуже време одржавају као такви, чак и при најповољнијим околностима, а падавина може бити само при сасвим одређеним условима. Наиме, повећање првобитно образованих капљица у магли и облаку не настаје кондензацијом водене паре, него спајањем неколико капи уједно. То је к о а г у л а ц и ј а (лат. *con*

и *agere*). Ренолдс је, већ пре 70 година, предвиђао такав механизам коагулације, а у новије доба је нарочито проучаван у маглама.

О образовању честица, које се луче из облака у виду разних падавина, има још доста нерешених питања, услед тешкоће испитивања у облацима. Појам о коагулацији морао се увести нарочито према прорачунатом броју и одређеној величини капи у облацима, јер се само тако могу објаснити опажени односи код падавина.

Атмосферски ваздух, у коме кондензациони производи лебде у виду магли и облака, претставља — по новијим схватањима — неку врсту колоидног раствора, т.зв. аеросол (параграф 6 при крају). Коагулација аеросола настаје, свакако, када се обими облачних или маглених честица повећају, било њиховим спајањем, било повећавањем једних капљица на рачун других. При спајању неког броја капљица у једну већу кап имају, вероватно, утицаја електричне силе, јер су облачне капљице, при апсорпцији јона, кадикад прилично напуњене електрицитетом (параграф 143 при крају). Ако би све капљице биле једноврсно напуњене, морале би се одбијати, док је супротно електрично пуњење разних капљица повољно за коагулацију, а томе припомаже и турбуленција ваздуха.

Доста је значајно и повећавање једних капљица на рачун других. Облак, који је истовремено састављен од прехлађених капљица и ледених кристала, по правилу је колоидно лабилан. У таквим се случајевима може увек дешавати да је околни ваздух незасићен воденом паром за капљице, док је пресићен за ледене кристале. Познато је, наиме, да је — при истој температури испод нуле — за ледену површину потребно мање водене паре да буде засићена, него за водену површину (параграф 91, таблица 27 и 27а). Капљице, тога ради, испаравају, а ледени или снежни кристали се повећавају, тако да се најзад морају излучити из облака, на шта је одавна указао А. Вегенер. Исто се тако и крупније капи повећавају на рачун ситних, услед мање кривине њихове површине. Ваздух може, и у овом случају, да буде пресићен воденом паром за крупније капи, док је незасићен за ситније.

Ипак, питање о коагулацији капљица у магли и облаку још није потпуно решено. Неки хидродинамички разлози изгледа да одричу ту могућност, док су испитивања Дефанта, Келера, Нидердорфера показала да су тежине најчешћих кишних капи мултиплуми или неке јединице или неке нормалне тежине, што значи да образовање великих капи настаје спајањем неког броја малих капи једнолике нормалне тежине. Тако је Дефант утврдио да су тежине најчешће палих капи оволике:

0,11, 0,23, 0,35, 0,46, 0,69, 0,92, 1,38, 1,84, 2,76, 3,68 мг,

а по томе су оне у оваквој сразмери

1 : 2 : 3 : 4 : 6 : 8 : 12 : 16 итд.,

при чему су главна максима честине у сразмери 1 : 2 : 4 : 8.

Бемис, из ових разлога, сматра да се образовање падавинских капи мора свести на коагулацију облачних капљица различите величине услед различите брзине њихова падања.

Бержерон, са друге стране, даје нарочиту важност постојећим леденим кристалима у облаку, да би се лакше објаснило образовање падавина, у вези са назором Вегенера. Финдајзен је, опет, полазећи од чињенице да процес непосредне сублимације из парног у чврсто стање претпоставља нарочиту врсту језгара, која су кристаласта, а не хигроскопска, поставио теорију, која објашњава једноставније велики број чињеница посматрања. Падавине из водених облака су, по њему, ситних капи и слабе, услед великог броја обичних кондензационих језгара и незнатне брзине падања ситних капи. Падавине из чистих ледених облака су јаче, али не особито обилне. Стварно велике количине падавина луче се из оних облака у којима има и воде и леда. Сразмерно мали број ледених честица у таквим облацима повећава се испаравањем многобројних сићушних водених капи, све док се сав тај број толико не повећа да му брзина пада надјача вертикалну брзину узлазне ваздушне струје. Прелажењем водене паре до ледене фазе, у тим облацима је омогућено да падавине доспу до земљине површине било као град, суградица или снег, било као киша, тј. као капи које су — при узлазном кретању — прешле из течног у чврст облик, а последњи је, при доцнијем падању кроз ниже ваздушне слојеве, поново отопљен.

Трећа глава

МАГЛЕ И ОБЛАЦИ

108. **Појам магле и облака.** — Кондензована водена пара, без обзира на који је начин дошла у то стање, јавља се у два облика, које зовемо маглом и облаком. Планинцу, који живи на високим деловима долинских страна, изгледаће, када је у облаку, да има магловито време. И ваздухопловац ће имати исти утисак кад пролази кроз облаке. Али ће посматрач са долинског дна реци, у оба случаја, да су те творевине облаци. Магла је, са друге стране, облак који лежи над земљином површином. Магле и облаци су, одиста, исте творевине по своме саставу (параграф 103). Разлика између њих је у томе, што су магле изазване кондензацијом водене паре у приземним слојевима ваздуха, а облаци се стварају на великим висинама. Али је важније, што се битно разликују по узроцима постанка, јер су за образовање облака од највећег значаја узлазна кретања ваздушних маса (параграф 101), било термичка или динамичка, док је — при стварању магле — ваздух изнад земљине површине већином миран или у слабијем кретању, пошто се то збива, обично, у хладнијем времену.

109. **Магла.** — У свима случајевима када се водена пара кондензује у приземним ваздушним слојевима или на незнатној висини изнад земљине површине, ваздух се доста замагли (замути), и тај облик називамо маглом. Магла је, према међународном споразуму, онолика замућеност ваздуха при коликој се околни предмети могу видети до мањег отстојања од 1 км. Ако је видљивост већа, тј. ако је магла мање густине, настаје обична сумаглица. Висина одн. дебљина магле мења се од неколико метара до више стотина метара.

Међународне дефиниције и симболи (знаци) за разну замагљеност (замућеност) атмосфере су ови:

Магла (≡) (рус. *туман*, франц. *brouillard* енгл. *fog*, нем. *Nebel*): Скоро микроскопски мале водене капљице, које лебде у ваздуху, сводећи хоризонталну видљивост испод 1 км. При температури изнад тачке мржњења тешко да може постојати права магла без велике релативне влажности (обично 97%). Зато ваздух, при магли, изазива осећај хладноће и влаге, а кад се пажљивије загледа може се, понекад, и приметити како промичу водене капљице испред очију. Магла, као целина, изгледа беличаста, изузев индустриске крајеве, у којима — због придодатка чађи и ситне прашине — може добити прљаво-жуту или сивкасту боју.

Сумаглица (=) (рус. марь, фр. *brume*, енгл. *mist*, нем. *Dunst*): микроскопски мале капљице или јако хигроскопске честице, које лебде у ваздуху, али је хоризонтална видљивост углавном већа од 1 км, пошто су мајушне водене капљице много ситније и много разређеније, него код магле. Зато, при сумаглици, готово и нема оног осећаја хладноће и влаге. Сумаглица увек изгледа мање више сивкаста.

Чађавина или сува сумаглица (∞) (рус. мгла, дымка, фр. *brume sèche*, енгл. *haze*, нем. *Höhenrauch*): Суве честице прашине толико сићушне да се не могу ни осетити, ни видети голим оком, али смањују видљивост и дају ваздуху карактеристичан димљив (магличаст и мутан) изглед. Чађавина образује једнообразан вео изнад неког предела и замућује његове боје. Овај вео, гледан према тамној позадини, изгледа плавичаст („планине се плаве"), а према светлој позадини изгледа жућкаст или наранџаст (облаци на хоризонту, снежни планински врхови, Сунце). Чађавина се тиме разликује од сивкасте сумаглице, чију густину кашто достиже.

Чист ваздух (0) (рус. чистыи воздух, фр. *air pur*, енгл. *pure air*, нем. *reine Luft*). Дефиниција за веома чист и провидан ваздух: далеки предмети и њихови детаљи издвајају се из позадине у пуном рељефу, са великом оштрином и јасноћом (слично „предметима" на стереоскопској слици) и без икакве замућености на отстојању од 10 км или више.

Магле могу бити колоидно стабилне, када су капљице једнаке величине и равномерно расподељене, или колоидно лабилне, када су капљице различите величине; највеће од њих достижу обиме капљица сипљења и постепено се таложе из магле.

Услови за кондензацију водене паре, наведени у параграфу 99 и 100, уједно су и узроци образовања магле, а то су израчивање, додир ваздуха са хладнијим телима и мешање хладних са топлим ваздушним масама. Али су услови код магле још сложенији, јер она може настати и изнад хладније, као и изнад топлије подлоге.

Има разних класификација о облицима магли, али код неких су и сувише слабо изражене ознаке са разликовање. Вилет разликује три основна типа: радијационе магле (израчивања), адвективне магле (мешања) и маритимне магле, које нису важне.

Радијациони типови се одликују приметном инверзијом (параграф 61) и ведрим небом изнад ове у континенталним крајевима. Највећи број магли на копну настаје услед хлађења приземних ваздушних слојева, окарактерисаних по приземној инверзији. Та приземна магла је ниска магла (≡), која се образује у ведрим, најчешће тихим ноћима, када је израчивање најјаче. Зора и први јутарњи часови са једне, а хладније годишње доба са друге стране, најпогоднији су за постанак овог облика магле. Али су ове чешће у раном пролећу, а нарочито у јесени, него за време зиме, када је ваздух сувљи, а тле већином под снегом. Просечна дебљина радијационих магли износи 150 до 400 метара.

Други тип су високе магле, окарактерисане инверзијом на већој висини, које су распрострањеније од ниских магли и знатно постојаније, јер не ишчезну услед загревања тла у дневним часовима, као што је случај код првога типа. Такве магле настају у Европи продирањем таласа хладноће са североистока, преко Скандинавије у Средњу Европу (параграф 202). Хлађење такве ваздушне масе збива се на свима висинама, а кондензациона језгра уздижу се, ускомешаношћу, и сакупљају се на горњој граници инверзије, где образују нову делотворну површину зрачења. Када ваздух постане довољно влажан, прелажењем преко Северног или

Балтичког Мора, образује се на тој граници, израчивањем, веома простран облачни покривач, стратус.

Адвективни типови се деле у две групе. У групи *А* су магле условљене дувањем топлијег ваздуха преко хладне површине, дакле поглавито хоризонталним кретањем. Ту спадају т.зв. монсунске магле, које настају лети прелажењем топлог копненог ваздуха изнад хладних водених површина, камо су донесене са висине силазним кретањем. Тако се зову стога што је, за њих, потребно велико годишње колебање температуре, какво је у монсунским крајевима. Даљи је услов да је та маса топлог континенталног ваздуха довољно влажна. То су магле при обалама или прибрежне магле. — Морске магле се образују у близини оних океанских површина на којима има великих разлика у њиховој температури, а то су они делови на којима се додирује топла са хладном океанском струјом. Познате су опасне и необично густе магле код плићака испред Њу Фаундленда, где наилази хладна Лабрадорска струја на дрифт Голфске струје, затим испред обала СЗ. и ЈЗ. Африке, Перуа, Калифорније, итд. Магле при последњој обали имају просечну дебљину око 500 метара. — Магле тропског ваздуха настају у оним крајевима, у којима се тропски ваздух креће према полу, па му се доњи слојеви, услед сталног хлађења, најзад засите воденом паром. Тада настану магле, ниски облаци стратуси и сипљење. Такве се магле зими образују и изнад копна, као и изнад мора.

Адвективни типови у групи *Б* проузроковани су дувањем хладног ваздуха преко топле водене површине. Арктичка магла објашњава се испаравањем морске топле воде на пучини у хладан ваздух са одговарајућим незнатним парним притиском, услед чега се испарена вода непосредно кондензује. Исто се збива и на нижим ширинама, где топло море граничи са хладним копненим загорјем, на пример зими у норвешким фјордовима или при обалама Балтичког Мора. — Јесења магла, проузрокована испаравањем, особито се образује изнад језера, река, па и растреситог влажног земљишта. Тада су водене површине, често и унутрашњост тла, топлији, па имају и већу моћ испаравања, од ветра који дува изнад њих. Тога ради може да се површина језера, река или преораних њива ујутру „пуши“; тако настају и вечерње јесење магле изнад пространих ливада.

Остали облици магли су од мање влажности. Треба само споменути да се у планинама јављају две врсте магли: чисте магле израчивања и магле, које се образују на падинама адијабатским процесима кондензације, као типски облачни покривачи, стратуси.

Нарочиту врсту претстављају прљаво-сиве и жућкасте магле у великим градовима и индустриским областима, особито у хладном годишњем добу, од којих су најбоље испитане лондонске. За њихово образовање је најповољније тихо, влажно време, при високом ваздушном притиску. Оне настају, као и у другим местима, углавном снижавањем температуре у ноћним часовима. Анализом је утврђено да је при лондонским маглама сталожено, просечно, око 41% угљеника, 36% металних честица (силикати и др.), 10% угљених хидрата. По томе су главни састојци магле чађ и честице прашине, чиме се може одредити и

узрок ових магли. Познато је да је, при чистијем ваздуху, магла сивкаста, а таква је и лондонска у зору. Међутим се око 6 часова почне ложити око милион огњишта и високих димњака разних фабрика, ваздух се испуни огромним количинама дима, гасова сагоревања, који собом доносе у ваздух чађ. Чим се те честице расхладе до температуре околног ваздуха постану кондензациона језгра. Дебео слој таквих сићушних капљица пропушта толико слабо светлост да је сунчево сијање потпуно спречено. Слично је и у великим индустриским градовима. Врло густа магла у Паризу од 16 децембра 1905, када је електрична светлост морала горети и око подне, била је дебела око 400 метара. Са друге стране, даљина до које се распростиру густе лондонске магле веома је знатна; често се прошире до 45 и 55 км, а вероватно и до 80 км далеко од града.

Треба истаћи још једну чињеницу, која можда има дејства и на човечији организам. Наиме, магла повећава електрично поље атмосфере. При истим осталим условима, електрично поље је јаче унутар неке магле и на кратким отстојањима од ње, него у слободном ваздуху.

О честини правих магли може се рећи ово: Највећу просечну годишњу честину имају океанска места на великим геогр. ширинама, 55 до 85 дана, приморја имају мање, унутрашњост још мање, али високи планински врхови имају преко 200 дана са маглом. Као сиромашна маглом зову се места у којима је мање од 25 дана са маглом годишње, док су богата маглом места са више од 50 дана годишње. Ступњеве показују ови примери: места у Финској имају 11 до 20 дана са маглом, Београд 32 дана, Медвеђе Острво 82 дана, приморска места у Великој Британији 23 до 39 дана, Цугшпице (2964 м) 248 дана; шкотска висораван Бен Невис (1343 м), са 335 дана, спада међу најбогатија места са маглом у Европи. Наравно да локални утицаји често поремете нормалне услове. Тако, Хале на Зали има 24 дана, а Потсдам, око 120 км североисточно, 43 годишња дана са маглом. Најзад, унутрашња места имају обично највише магле зими, а приморја и места на океанским острвима лети.

I. Опште појаве код облака и њихови облици

110. **Облак и садржина воде у њему.** — Облак је, као што је познато, по својој битности исто што и магла, али се разликује по узроцима постанка. Док се магла образује на механички начин, механичким збивањима при земљиној површини, за постанак облака је, напротив, најчешћи узрок динамичко хлађење ваздушних маса, као природна последица њиховог узлазног кретања (параграф 101). Поред тога, док је за образовање магле најповољније тихо време, са стабилном равнотежом ваздушних слојева, за стварање облака је, насупрот, потребно снажно кретање ваздуха, нарочито узлазно, што је у вези са поремећајима атмосферске равнотеже.

Ако се запитамо, шта је облак, могла би се дати само најопштија дефиниција, јер су облаци врло променљиве и пролазне творевине. Дове је указао, још пре једног века, да „облак није ништа свршено; он није производ, него збивање; он постоји само у томе што се образује и што ишчезава.“ Облак се, по томе, може окарактерисати као простор у слободној атмосфери, у којој се кондензовала водена пара. Зато се развијање облака не

може пратити очима са неком сигурношћу. Нарочито лебдење облака почива на оптичкој варци. Водене капљице и ледене иглице, од којих су састављени нижи и високи облаци, стварно су теже од облака и падају под утицајем теже. То кретање је врло споро, делом због отпорности ваздуха, кроз који падају тако сићушна тела, делом због јаког потиска узлазне струје, који их спречава у слободном падању. Та струја углавном и одржава облаке у лебдењу. Одиста је просечни пречник кишних капљица у облаку око 0,02 мм, па је по томе јасно да изванредно споро падају, поред осталог и услед трења са ваздушним честицама, на које наилазе. Мале капљице не падају већом брзином од 50 м/час, док брзина падања великих кишних капи износи већ 6 м/сек. За капи са пречником од 0,03 мм довољно је сасвим споро узлазно кретање, од 4 цм/сек, да их одржи у лебдењу.

По величини водених капљица може се закључити да облачни ваздух садржи веома мало течне воде, знатно мање од водене паре. Та одређивања су вршена у планинским крајевима, када су били под облацима. Тада се облачни ваздух затварао у судове са одређеном запремином и садржина воде у њима мерена је помоћу различитих метода. На основу новијих извршених мерења од Конрада, Вагнера, Хилдинг Келера је утврђено да је садржина воде у облаку тим већа, што је мања видљивост. При видљивости до 18 м кубни метар облачног ваздуха садржи 5 г воде, при видљивости до 30 м 3,3 г, при видљивости од 50 м 1,6 г, а при видљивости од 80 м кубни метар облачног ваздуха садржи тек 0,4 г воде. Најмања нађена садржина воде износила је 0,12 г/м³.

111. **Облици облака и њихова класификација.** — Ако се облаци чешће посматрају, видеће се да су им облици у разним временима другачији, да се неки од њих стално преображавају, и да основице разних облачних облика нису на истим висинама. У разноликости облика постоји друга разлика између облака и магли, јер ове, посматране са висине, показују само један облик.

Сасвим је природна тежња неких природњака да облаке поделе по типовима. То су учинили, почетком 19 века, независно један од другог, Жан-Батист Ламарк, француски природњак, на чије „Врсте облака" није била обраћена пажња, и Лук Хауерд, енглески хемичар и метеоролог, који је имао много више среће, као бољи систематичар. Поред тога, било је битно за његов успех, што је главним типовима облака дао међународна, у овом случају латинска имена. Сва доцнија настојања да се учине оштрија разликовања у облачним облицима имала су и даље за основу Хауердову класификацију, па је исто и код садашњих међународних ознака.

Хауерд прво говори у своме опширном раду о облицима облака, затим о њиховом постанку. Он је упозорио зашто је потребно испитивати особине облака и њихове облике, и о томе се изражава овако: „Ако би облаци били једино последица кондензације водене паре у ваздушним масама, и ако би њихове промене настајале само услед ваздушних кретања, изгледало би проучавање облака као узалудни лов на сенке, као покушај да се описују облици, који се — као игра ветрова — непрестано мењају, те их стога није могуће тачније окарактерисати... Али, код њих се јављају неколико одређених врста. Оне су увек условљене општим узроцима, који изазивају све промене у ваздуху; стога су исто тако јасне ознаке делатности тих узрока, као што су покрети лица за душевно и телесно стање човека."

Хауерд разликује главне облике облака према њиховом склопу, а не према величини. У њих спадају: цирус (лат. cirrus = влаканце, кончић, прамен, коврчица, итд), знак ⟍, пераст, влакнаст или кончаст, бео и призоран облак; кумулус (лат. cumulus = гомила, хрпа), знак ∩, гомиласт, густ облак, који се повећава навише; стратус (лат. stratus = слој, пласа), знак —, слојевит облак, који се развија бочно. Поред тога, Хауерд разликује 4 прелазна облика: цирокумулус, циростратус, кумулостратус и кумуло-циростратус (кишни облак), који настају спајањем и прелажењем три основна типа једног у други. Цирусни облици су састављени из ледених иглица, кумулусни облици из водених капљица, а стратусни облици састављени су из једних и других, према њиховој висини и према годишњем добу.

Од половине прошлога века су чињени покушаји да се обрати више пажње разним врстама истих основних облика, које је — донекле — разликовао још Ламарк. Хелм Клетен је, крајем прошлог века, дао сажет преглед свих тих покушаја и табеларно сравњивање разних класификација облачних облика. Али су, стварно, потребне две разне класификације: једна за климатолошке и практичне потребе, нарочито за посматраче у метеоролошким станицама, а друга за научно испитивање о начину постанка и о променама облака.

На потстрек Међународне метеоролошке конференције изашао је 1896 године Међународни атлас облака, који су израдили Хилдебрандсен, Ригенбах и Тесерен де Бор, са 28 слика и 14 таблица. Друго, поправљено издање, штампано је 1910 године. Али, и овај атлас разликује само 10 облика облака, те стога није одговарао условима за научна испитивања. Тек 1921 године, када је образована нова Међународна комисија за изучавање облака, почело се опет помишљати на издавање атласа облака. Захваљујући нарочитом заузимању претседника Комисије генерала Делкамбра, објављен је у Паризу нови Скраћени међународни атлас облака и стања неба (1930) за посматраче, са 41 таблом, и Међународни атлас облака и стања неба (1932) за научне потребе, са 174 табле.

112. **Међународна класификација облака.** — Ова класификација треба да се, у дужем низу година, употребљује готово у свима већим државним метеоролошким мрежама, те је зато потребно да се подробније опише и објасни.

Разликују се четири породице облака са десет родова. Родови се, опет, могу поделити у три разна облика, према склопу. То су: облик *а* (усамљен, распарчан, са вертикалним развијањем када се ствара); облик *б* (развучен, али раздељен у влакна, слојиће или грудвице — овчице); облик *в* (мање-више потпуно развучен у виду вела). Ти различити склопови облачних облика омогућавају да се у самим појединим родовима могу разликовати врсте и подврсте.

Скелет међународне класификације изгледа овако:

Прва породица: Високи облаци (најнижа средња висина, на умереном појасу, 6000 м)

1 род: Цирус (скраћено Ci), облик *б*
2 род: Цирокумулус (Cc), облик *б*
3 род: Циростратус (Cs), облик *в*

Друга породица: Средњи облаци (средња висинска граница 6000 — 2000 м)

4 род: Алтокумулус (Ac), облици *а* и *б*
5 род: Алтостратус (As), облик *в*

Трећа породица: Ниски облаци (средња висинска граница 2000 м — близу земљине површине)

6 род: Стратокумулус (Sc), облици *а* и *б*
7 род: Стратус (St), облик *в*
8 род: Нимбостратус (Ns), облик *в*

Четврта породица: Облаци са вертикалним развићем (средња висинска граница ниво цируса — 500 м)

9 род: Кумулус (Cu), облик *а*
10 род: Кумулонимбус (Cb), облик *а*.

Међународна комисија за изучавање облака дала је појединим родовима облака што тачнију и што оштрију дефиницију, да би се посматрачу олакшало назначење неког облика облака за који није потпуно сигуран. Дефиниције, које су у тексту подвучене, допуњене са мало објашњења, гласе овако:

1. Цирус (Ci): Усамљени облаци, нежни, влакнастог склопа, обично без сенке, углавном беле боје, често свиластог сјаја. Велика провидност и сјај (најчешће ознака леденог облака) нарочито су важни. Пре сунчева излаза и по његовом залазу добију жуту или јасно румену боју, а при још нижем положају Сунца постану сиви. — Цируси се јављају у најразличитијим облицима, као усамљени праменови, таласаста влакна као од перја, извучене црте по плавом небу, повијена влакна која се завршавају прамичцима, итд.; често су поређани у бразде, које прелазе преко једног дела небеског свода у виду лука, и изгледа као да се скупљају у једној или двема супротним тачкама хоризонта.

2. Цирокумулус (Cc): Цирусни слој или банак састављен од малих белих пахуљица или врло малих неосенчених грудвица, у групама или редовима, или најчешће у виду набора или браздица (Табла I, сл. 2). — Цирокумулуси („овчице" по народном називу) претстављају, уопште, изопачено стање цируса и циростратуса, од којих могу постати при њиховом мењању. Прави цирокумулус је редак. Да се не би помешао са крупнијим алтокумулусом, треба сасвим сличан облик означити као цирокумулус, ако се истовремено појави са осталим родовима цируса, или ако има типске особине оних облака који су састављени из ледених кристала.

3. Циростратус (Cs): Танак беличаст вео кроз који се распознају контуре сунчевог или месечевог котура, али у коме се може образовати и хало око Сунца или Месеца. Понекад је потпуно развучен и даје небу млечан изглед, а каткад показује мање више јасну влакнасту структуру са замршеним влакнима. — Вео циростратуса, понекад прошаран местимичним ведринама, нагло се проширује и обично покрије

готово цело небо. Кашто је тешко разликовати млечни вео чађавине од нежног вела циростратуса, нарочито у тропским крајевима; али, равномерни вео циростратуса показује готово увек појаве халоа, а бела боја му је свиластог сјаја (Табла II, сл. 3).

4. Алтокумулус (Ac): Слој или банци састављени од белих пљоснатих дењкова или облица, код којих су мањи делови правилно распоређени, било да су неки делови осенчени или неосенчени. Ови се делови уређују у групе, редове или у ваљке у једноме или у два правца, а кашто су тако збијени да им се ободи састављају. Ободи танких и прозрачних делова показују често појаве иризације, седефаста сјаја, које су готово карактеристичне за овај род облака. — Границе, у којима се јављају алтокумулуси, веома су широке. Често се, при одређеном стању неба, алтокумулуси налазе на различитим висинама, но често су удружени и са облицима других породица. Када обод или који танак и прозрачан део алтокумулуса пролази испред Сунца или Месеца, тада се у њему појављује венац, тј. узан, бојадисани круг; овај је појав ређи код цирокумулуса, а иначе може постати само у високим стратокумулусима.

5. Алтостратус (As): Влакнаст или избраздан вео, боје мање или више сиве или плавичасте. Сличан је густом циростратусу, но у њему се не јавља хало, а Сунце и Месец се тек назиру у виду нејасне светлости, као кроз млечно стакло. Понекад је танак, са свима прелазима ка циростратусу, каткад је опет веома густ и таман, те често потпуно заклони Сунце или Месец, а местимично показује своју влакнасту или избраздану структуру. Та влакнаста структура и доста оштра доња површина су најбољи знаци разликовања између алтокумулуса и алтостратуса.

6. Стратокумулус (Sc): Слој или банак састављен од грудава или облица, код кога су најмањи делови слоја још увек правилно распоређени, доста крупни, расплинути и сиви са тамним деловима. Ти делови се распоређују у групе, редове или ваљке у једном или два правца. Грудве су често толико збијене да им се ободи додирују; када, у таквом случају, покривају цело небо (на копну, нарочито зими), стратокумулус има таласаст изглед. — Стратокумулус је само по спољашњости нека средина између алтокумулуса и алтостратуса, те је стога, раније, при неодређеним облицима облака, радо употребљаван као ознака. Уосталом, треба имати на уму да се исти облачни слој за посматрача из долине означава као алтокумулус, док се за посматрача на доста већој висини јавља као стратокумулус. Облак, који се са земљине површине дефинише као стратокумулус, састоји се, по постанку, бар из два рода: један изразит облак лепог времена и један облик који чини прелаз од алтостратуса у нимбостратус. О томе је нова класификација водила рачуна и поставила је две различите подврсте код стратокумулуса.

7. Стратус (St): Уједначен облачни слој, сличан магли, који не лежи на земљиној површини. — Покривач правог стратуса даје углавном карактеристичан, једноличан и магловит изглед (Табла VIII, сл. 15), па се, у неким случајевима, може

помешати са нимбостратусом, нарочито ако из њега нема падавина. При падавинама је одређење лако. Из нимбостратуса пада типска непрекидна киша, кадикад и снег, док стратус даје само измаглицу или ситно сипљење. Врло низак стратус, који је искидан у парчад, зове се фрактостратус (Fst).

8. Нимбостратус (Ns): Низак, безобличан слој, тамносиве, готово уједначене боје, но као да је слабо осветљен изнутра. Падавине су, када их има, у облику трајне кише или снега. Али, ове саме нису довољно мерило за распознавање таквог слоја облака, који се зове нимбостратус и онда кад из њега не пада ни киша ни снег. Иначе, падавине из нимбостратуса често не доспевају до земљине површине; у том је случају основица увек нејасна услед падавинских пруга (virga), тако да му је тешко одредити доњу површину. Нарочито је тешко ограничење између нимбостратуса и алтостратуса. Али, први има много равномернију сиву боју, нема делова са белим сјајем, нити делова са влакнастом структуром, као код алтостратуса; даље, увек покрива Сунце и Месец својим целим пространством, док је то код алтостратуса само местимично могуће.

9. Кумулус (Cu): Дебели облаци са вертикалним развићем, чији су врхови сводасти и начичкани заоблицама, док је основица готово водоравна. Прави кумулус, типски облак лепог времена, јасно је ограничен и са горње и са доње стране, а површина му често изгледа грубо извајана. Облаци, који су слични искиданом кумулусу, и чији се делови непрестано мењају, зову се фрактокумулуси (Fcu) (в. таб. III, сл. 5). Кумулус се разликује од виших облака (Cc, Ac) не само по већем вертикалном развићу, него нарочито по својој боји при разликама у осветљењу. Ако светлост долази са стране, кумулус је сасвим бео, врло јако осенчен и најчешће са сивом основицом. Ако је Сунце иза облака, овај изгледа таман са светлим ободом; ако је Сунце испред кумулуса, површине окренуте посматрачу су светлије од обода горњих заоблица. — Типичан кумулус се јавља при ведром времену, под утицајем узлазних струја: појављује се ујутру, затим се шири, па га готово сасвим нестаје при крају дана. Кумулуси, ако су и јако развијени, могу дати само слабе падавине. Када се кумулуси развију до висине алтокумулуса, кадикад су наткриљени лаким развученим белим велом, мање више сочиваста облика, са нежно лиснатом или цртастом структуром на ободу. Ова особеност, која не сачињава нарочиту врсту, означује се са pileus, тј. капица или кукуљица, а цео облак означује се као Cu pileus.

10. Кумулонимбус (Cb): Големе масе облака, са јаким вертикалним развићем, чији се делови кумулусног облика дижу као брдо или торањ; њихов горњи део је влакнасте структуре и кадикад се прошири у виду наковња. Основица им је слична нимбостратусу; на њој се запажају јасно изражене падавинске пруге (virga). — Кумулонимбус се, по правилу, развија из обичног кумулуса, и стога је доста тешко пресудити када би се кумулус требао означити као кумулонимбус. Главни знак разликовања налази се у структури њихових горњих делова. И највеће масе кумулусног облика, са највећим вертикалним

развићем, назначиће се као кумулонимбус тек онда, ако им је бар неки део врха претворен у цирусну масу, или је у току тог претварања. Ти делови око врха могу имати различите облике, влакнасте и разбарушене или у виду наковња, у ком је случају последња особеност назначена додатим именом incus, дакле кумулонимбус инкус (Cb incus) (Табла VII, сл. 14).

Ипак се и ови горњи делови могу доста лако помешати са нежном кукуљицом, која се јавља и код кумулуса. Тада се тек посматрањем основице, која потсећа на изглед код нимбостратуса, и посматрањем времена са ветровним ударима на махове, које наговештава пљускове, може закључити да је то кумулонимбус. Типична појава код многих кумулонимбуса је да им се горњи делови преобразе у облике цирусних лукова и наковња. Кумулонимбуси дају, углавном, пљускове кише или снега, понекад града или суградице, а често су праћени непогодом. Кумулонимбуси су праве „фабрике облака". Они су нарочити узрок наоблачењу на задњој страни депресија. Развлачењем својих, мање више високих делова и ишчезавањем доњих, кумулонимбус може произвести било мање више густе слојеве алтостратуса или стратокумулуса (развлачење делова кумулусног облика), или густе цирусе (развлачење цирусних делова).

Описаних десет основних родова облака могу и сами имати разнолике облике. То су врсте појединих родова, од којих су најглавније ове:

I. Врсте код високих облака

Ci filosus (Ci fil) — праволиниска или неправилно повијена влакна са нежним крајевима и без спојених делова;

Ci uncinus (Ci unc) — кончасти облаци у виду запете, чији се крај нагоре завршава праменом или кукицом (Табла I, сл. 1);

Ci densus (Ci den) — толико густи цируси да их непажљив посматрач може узети за нижи облак, циростратус;

Ci nothus (Ci not) — тако звани „лажни цирус", који се образовао на кумулонимбусу, а сада је преостатак његовог горњег слеђеног дела;

Cs nebulosus (Cs neb) — уједначен магличаст вео, кашто врло танак и једва видљив, кадикад сразмерно густ, увек без јасних детаља, али се у њему јавља хало;

Cs filosus (Cs fil) — бео влакнасти вео чије су бразде прилично јасне; често личи на слој облака Cirrus densus од кога може и постати.

II. Врсте код средњих облака

Ac translucidus (Ac tra) — доста танак, местимично прозрачан облак, од јасно беле до сиво тамне боје (Табла II, сл. 4);

Ac opacus (Ac op) — прилично густ облак, образован највећим делом од непрекидног покривача тамне боје;

Ac cumulogenitus (Ac cug) — облак постао проширењем врхова кумулуса; у првом ступњу стварања личи на Ac op, али је по постанку потпуно различит од њега. Гледан од горе, то је један од најчешћих облачних облика. Тај облак са валовитом структуром претставља најчешће т.зв. „облачно море", које се види са авиона или са врло високих брегова (преко 3000 м);

Ac floccus (Ac flocc) — облак вероватно вертикалног развића, али са незнатном дебљином, услед мале садржине водене паре на тој висини.

То су искидани и рашчерупани прамени, који се од растрзаних кумулуса разликују по томе, што немају јасне основице (Табла III, сл. 5);

Ac castellatus (Ac cast) — појачан облик прошлог облика облака. То су кумулусне масе мање више вертикално развијене, поређане на заједничкој хоризонталној основици, услед чега облак има рецкаст облик. Ако се појаве рано изјутра, значи да се у току дана може очекивати кумулонимбус са непогодом;

As translucidus (As tra) — вео сличан густом циростратусу, кроз који се Сунце или Месец назиру као кроз млечно стакло (Табла IV, сл. 7);

As opacus (As op) — непровидни слој променљиве дебљине, који може потпуно сакрити Сунце, бар на неким местима, али који ипак местимично показује влакнасту структуру;

As praecipitans (As pra) — слој густог, непровидног алтостратуса који још није изгубио влакнаст изглед и даје непрекидне или повремене падавине, кишу или снег.

III. Врсте код ниских облака

Sc translucidus (Sc tra) — слој стратокумулуса, не много дебео, у коме се, између појединих делова, опажа или плаво небо, или нешто осветљенија облачна маса, стањена и ограничена на горњи део слоја (Табла V, сл. 9);

Sc opacus (Sc op) — дебео слој састављен од крупних грудви или тамних грумена који су видљиви, не због променљивог степена прозрачности, него што се рељефно огледају на основици;

Sc vesperalis (Sc ves) — ово се име даје спљоштеним и издуженим облацима, који се често стварају при сунчеву залазу (вечерњи стратокумулус), као завршетак у дневном развитку кумулуса;

Sc cumulogenitus (Sc cug) — облак постао проширењем врхова кумулуса, који су ишчезли; у првом ступњу стварања даје изглед Sc op.

IV. Врсте код облака са вертикалним развићем

Cu humilis (Cu hum) — спљоштен и слабо развијен кумулус у вертикалном правцу; то је углавном облак лепог времена (Табла VI, сл. 11);

Cu congestus (Cu con) — јако набубрен кумулус, чији врхови имају изглед главице карфиола (Табла VI, сл. 12);

Cb calvus (Cb cal) — ћелави кумулонимбус, код кога се округле главице Cu con слеђивају и горе постепено прелазе у пљоснате облике, не узимајући изглед цируса. Основица му често показује падавинске пруге снега, града, суградице или кише. Слеђивање, праћено прелазом ка вертикалној структури, врши се често веома брзо (Табла VII, сл. 13);

Cb capillatus (Cb cap) — кумулонимбус у коме има јасних делова цирусног облика већином у виду лука, а често и у виду наковња.

Напред су описани главни родови и врсте. Треба још додати г л а в н е п о д в р с т е, које су заједничке за различите родове. Те подврсте су следеће:

1. Fumulus (fum) (= танак дим). — Танак вео, толико нежан да је често готово невидљив, који се образује на свима висинама, од цируса до стратуса. Такви цирусни велови су, нарочито на мањим ширинама, чести у топлим данима и тада могу постојати целог дана. Повремено и местимично брзо дебљају, дајући видљиве облике, нарочито цирусе и кумулусе. Cu fum су скоро свакодневна појава на умереним ширинама, у лепим летњим данима пре подне, пре него што се не развију Cu hum.

2. Lenticularis (lent) (= сочиваст). — Неки облаци добијају сочиваст облик, нарочито у данима са феном, југином, мистралом итд., са јасним ободом, који је изванредно танак, те кадикад настају појави иризације. Овај облик постоји на свима нивоима, најчешће код циростратуса, алтокумулуса и алтостратуса, а понекад чак и код најнижег стратуса (Табла III, сл. 6).

3. Cumuliformis (cuf). — Нарочити облик који се јавља код неких облака, чији се горњи део заокругљује, као код кумулуса. Запажа се на свима висинама, почев од цируса па све до стратуса. Заокругљивање се најчешће догађа услед узлазног кретања на малом пределу.

4. Mammatus (mam) (= као виме). — Ова се ознака примењује на све облаке, чија је основица у облику вима. Овај веома упадљив облик се ређе запажа код цируса, чешће код алтостратуса, стратокумулуса, а нарочито често је развијен на ободу кумулонимбуса, и то било на доњој површини крила наковња, било испод основице самог кумулонимбуса. Такав облик настаје по правилу, али не увек, код облака када се налазе у растурању (Табла IV, сл. 8).

5. Undulatus (und) (= валовит). — Врло чест облик облака, који указује на непостојаност у вертикалној расподели правца или јачине ветра. Овакав облик састављен је од издужених делова, који су међусобно паралелни и личе на морске вале (Табла V, сл. 10). Најчешће се појављују два система валова који се укрштају и дају коцкаст изглед. Тако је распоређен највећи број цирокумулуса и алтокумулуса. У случају када је ова подврста развијена, важно је одредити и забележити правац пружања валова.

6. Radiatus (rad) (= зракаст). — Овако се означују облаци састављени од паралелних пруга, које се код високих облака зову „поларне пруге". Под утицајем перспективе изгледа као да се пруге приближавају ка једној тачци на хоризонту или, ако се облаци пружају преко целог неба, ка двема супротним тачкама. При потпуној развијености зракастих облака врло је важно одређење тачке од које полазе зраци, јер она указује на седиште атмосферског поремећаја.

Најзад треба навести и н а р о ч и т е о с о б е н о с т и код класификације облака:

1. Virga (= прут). — Висеће падавинске пруге са основице слојевитих облака, нарочито код алтокумулуса и алтостратуса, ређе код цируса.

2. Pileus (pil) (= капица, кукуљица). — Опажа се код многих кумулуса и кумулонимбуса. То су нежне, најчешће светлеће беле облачне пруге (лед), које се најпре развијају изнад врхова кумулуса и често их кумулус пробије (Табла VI, сл. 12). Кадикад кумулус пробије више таквих кукуљица, које су развијене једна више друге.

3. Incus (= наковањ). — Опажа се код кумулонимбуса на његовом најгорњем делу.

4. Arcus (= лук). — Таман лук који се опажа на горњим деловима кумулонимбуса.

113. **Физички састав облачних облика.** — Раније је помињано, параграф 102, да облаци могу бити састављени од капљица, као и од чврстих,

кристалних честица. Бержерон је поставио физичку класификацију облака и поделио ју је у шест група, према елементима облака и одговарајућим облицима падавина. То су:

1. потпуни кристали у виду ледених иглица (плочице и призме);
2. потпуни кристали и скелети у виду сувог и ситног снега као прашина;
3. кристални скелети и капљице магле у виду пахуљица и крупе, или крупе, или суградице;
4. капљице магле са мањим пречником од 0,05 мм у виду суве магле;
5. капљице сипљења са пречником од 0,05 до 0,5 мм у виду влажне магле, сипљења;
6. кишне капи са пречником од 0,5 до 5 мм у виду кише или града.

Групе 1 и 4 су, по Бержерону, колоидно стабилне, групе 2 и 5 колоидно слабо лабилне, док су групе 3 и 6 потпуно лабилне. Колоидно лабилан значи да је облак састављен било из елемената неједнаке величине, било из елемената различите физичке природе, капљица и кристала. Кристали се, у последњем случају, повећавају на штету капљица, из разлога који су наведени раније (параграф 106).

Облак је тек изузетно састављен само из елемената једне групе. Најчешће се елементи сваке групе налазе заједно са елементима из групе 4, најсићушнијим капљицама магле. Само облаци, који су састављени од потпуних кристала, могу садржати у себи још кристалне скелете и сферокристале, али су слободни од капљица.

Највиши облаци, цирус, цирострату с и цирокумулус, састављени су од ледених кристала са преовлађивањем потпуних кристала. Појаве халоа, особито карактеристичне за цирострату с, проузроковане су преламањем сунчевих зракова на потпуним кристалима. Кристални састав имају и најгорњи делови кумулонимбуса (наковањ).

Ледене иглице опажају се, при изванредно јаким зимским мразевима, у арктичким пределима и при ведром небу, а на умереним ширинама изнад саме земљине површине.

Алтостратус може послужити као пример облака, у коме су помешане пахуљице са најситнијим капљицама групе 4. То је типичан снежни облак из кога зими пада често снег. Просијавање сунчевог и месечевог котура кроз овај облак, у виду магловитих мрља, оптички је доказ о његовом снежном склопу.

У нимбостратусу се најситнијим капљицама групе 4 придружују и нешто крупније капљице из група 5 и 6. Овај облак је, као и алтостратус, колоидно лабилан, те се теже честице луче у виду пававина. Дуга је карактеристична оптичка појава за пруге падавина, особито кише, из нимбостратуса, као и из кумулонимбуса.

Алтокумулус је типичан претставник колоидно стабилног облака, који је састављен само из најмањих капљица, и из кога нема падавина. Овом типу припадају и стабилне магле при земљиној површини (без сипљења). Појава ореола (прстенова или корона) око Сунца и Месеца карактеристични је знак да су ти облаци састављени од течних капљица.

У ниским облацима, стратокумулусу и стратусу, придружују се најсићушнијим капљицама и крупније капљице групе 5. Због тога се ти облаци чешће јављају као колоидно слабо лабилни, а то значи да крупније капљице из њих сипе.

Кумулус се понаша као прилично стабилан водени облак. Из њега, додуше, прилично често сипи, али те честице, испод основице облака, испаравају и не доспу до земљине површине. Понекад само падају појединачне повећане капи.

Кумулонимбус, насупрот, садржи у себи и ледене кристале, јер — као што је раније споменуто (параграф 111) — неки део његовог врха је претворен у цирусну масу било лучног или наковањског облика; стога он спада у групу колоидно лабилних облака, а последица су јаке падавине.

114. **Постанак облачних облика.** — Излагања у параграфима од 98 до 107 дала су битне чињенице о образовању облака уопште, а врло мало о постанку најглавнијих облика. При томе се одмах наилази на многе проблеме, који ће се моћи решити тек даљим усавршавањем аеролошких испитивања. За образовање облика пресудан је велики број физичких збивања, чија се дејства, појединачно, често не могу одвојити једно од другог. Најважнија су:

1. Термодинамика узлазних ваздушних маса и прелажење у влажно лабилна стања. Најразноврснији облици могу настати према количини водене паре, брзини узлажења, уделу конвекције и турбуленције ваздуха. Хлађење ваздуха услед падавина, може, такође, довести до даљег образовања облака у доњим атмосферским слојевима.

2. Површине непостојаности, као што су инверзиони слојеви или површине клижења, полазне су тачке многих процеса ускомешаности, чим настане лабилно стање. Притицање хладног ваздуха, усклизавање топлијег ваздуха или израчивање на таквим површинама стварају различите облике облака.

3. Кондензациона и сублимациона збивања имају веома велику важност при образовању облака; њима је изазвано стварање капи на кондензационим језгрима, повећавање капи у пресићеном ваздуху, спајање капљица различите величине, образовање леда као потпуног кристала, кристалног скелета и сферокристала. Било је указано и на суделовање електричних и колоидних збивања (параграф 106).

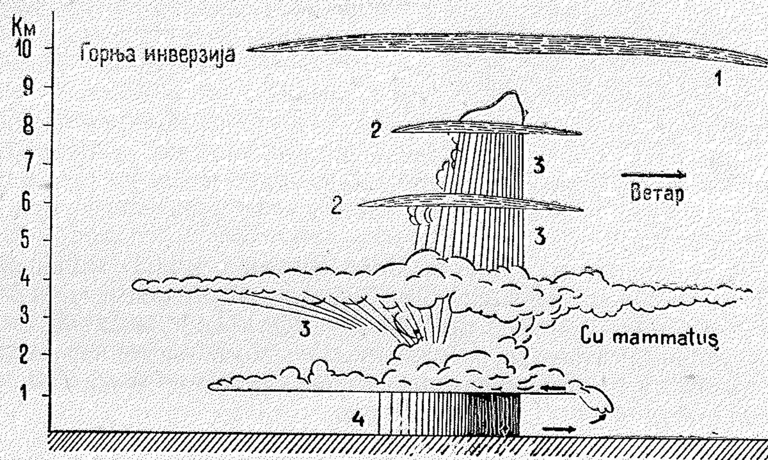
4. Колоидна збивања утичу, вероватно, и на често опажена образовања вишеструких слојева. Колоидни склоп облака може бити утицајан и на распоред укрштених издужених, а валовитих делова код цирокумулуса.

Треба још споменути да облици облака зависе у великој мери и од временског стања. Вероватни физички узроци постанка изнеће се само за најкарактеристичније облике облака.

а) Образовање облака са претежно вертикалним развићем. Термичком конвекцијом, дакле загревањем доњих ваздушних слојева и њиховим статичким потиском, може се образовати само мали, прилично танак кумулус, са равном основицом и благо заокруженим врхом. Он се зове топлотни кумулус, термички кумулус или конвективни кумулус, а по међународној класификацији Cu humilis. Али, кумулуси могу настати и динамички: конвективним трењем, разменом или ускомешаношћу ваздуха. Тако се може развити већи и дебљи кумулус, Cu con, са врховима као главица карфиола или као гроздови. Те за-

облице настају услед испаравања облачних капљица по ободима; стога се, у околини, развије силазно кретање, које, при већем појачању ветра са висином, доводи до образовања валовитих облика са хоризонталном осом. Ако преовлађују термодинамичке силе, и ветар се са висином појачава, кумулус може добити облик нагнутог торња. Ако кумулус, при своме вертикалном развићу, пробије кроз виши инверзиони слој, ту ће валовит облик прећи најчешће у облик слојевитог облака, и тако се образују кукуљица или лук (облик pileus). Ако је више инверзионих слојева, једних изнад других, моћи ће и кумулус бити опкољен са истим бројем лукова. Све то су динамички кумулуси.

Топлотни кумулуси се развијају тим лакше, што је већа релативна влажност изнад земљине површине, тј. што на мањој висини почиње кондензација. Када на умереним ширинама, после дужих падања кише, завлада лепо време, образовање топлотних кумулуса може бити толико обилно да је небо, већ око подне, скоро сасвим покривено облацима. Термичка конвекција је доста слабија изнад водених површина, нарочито при морским обалама, изнад затворених мора, као што је Средоземно Море, или изнад великих језера.



Слика 48. — Теориски профил кумулонимбуса (по А. Вегенеру)

Даљи развитак кумулуса зависи од непостојаности влажности код узлазне ваздушне масе. Што је већа релативна влажност, тим самосталније се та ваздушна маса уздиже, а из кумулуса се развије кумулонимбус. Али је образовање облака, по правилу, поремећено у своме развићу неким слојем са температурном инверзијом, што је мало пре споменуто за кумулус, и то баш у случају кад прелази у кумулонимбус. Теориски профил кумулонимбуса са падавинским пругама (3), цирусним луцима (1,2), кишом (4) и облаком Cu mammatus показује слика 48.

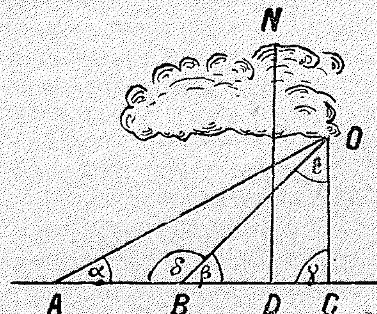
б) О б р а з о в а њ е о б л а к а с а п р е т е ж н о х о р и з о н т а л н и м р а з в и ћ е м. Код слојевитих облака, као што се види и по њиховом имену (stratus), преовлађује хоризонтално простирање. Развијају се, претежно, на граничној површини различитих ваздушних слојева, било да се та површина уздигне — у целини или делимично —, при чему се влажан ваздух доњег слоја кондензује услед хлађења, или да топао, влажан ваздух постепено узлази преко хладније и гушће ваздушне масе, као што се збива на предњој страни барометарске депресије (параграф 215). Облак, у првом случају, припада д о њ е м слоју, услед чега му основица није оштро ограничена, али му горња површина, изнад сувљег ваздуха, показује одређеније, равне или валовите облике („облачно море"). При провали хладних ваздушних струја на висини или при пропињању (растењу) облака Cu castellatus створе се било сочивасти или слојевити облици. Исто се тако луци кумулонимбуса могу преобразити у сочивасте облаке. Ако остаци облака, који су састављени из ледених кристала, наиђу на снажну хоризонталну ваздушну струју, они делују у ваздушној маси као страна тела, и узимају динамички најпогоднији облик у виду слоја, уздужних валовитих пруга, према самом начину ваздушног струјања.

в) Ц и р у с н и о б л и ц и. Највећи број цируса је, вероватно, пореклом из великих области барометарских депресија, у којима се уздигнуте и усковитлане ваздушне масе штитасто проширују око горњих граничних делова, у првом реду као циростратуси. Они, услед повећане брзине ветра са висином, испредњаче депресији и поуздани су предзнаци кише на већем простору. Пошто се на циростратусима скоро увек образује хало око Сунца или Месеца, морају бити састављени од потпуних кристала. Те одилазеће ваздушне масе могу, на њиховом даљем путу, услед турбуленције и пресићености, добити најразноврсније облике, и у виду падавинских пруга изгубити један део од своје садржине воде. Многи облици цируса већ су одавна били сматрани као падавинске пруге. Физички је то објаснио тек А. В е г е н е р. Он је указао да падајуће ваздушне масе са леденим кондензационим творевинама, које се споро растварају, долазе у ваздушне слојеве презасићене за лед, а незасићене за прехлађену воду, и тако се поново појаве као облаци. Ш в е р т ф е г е р је покушао да објасни постанак високих облака помоћу аеролошких података. Он долази до закључка да цируси и циростратуси постају на два потпуно различита начина. Чист цирус се образује приликом притицања хладног ваздуха у неки слој горње тропосфере, док циростратус настаје приликом усклизавања топлијег ваздуха на висини. Чисти цируси се, на тај начин, своде на конвективно збивање, а циростратуси на процес усклизавања.

115. Висина и дебљина облака. — Висину и дебљину облака је најлакше одредити у планинским крајевима, јер ће им основица бити на висини, на којој почиње магла, а горња граница тамо, где ова престаје. Ако на тим висинама постоје истакнутији предмети, зграда, црква, усамљено дрво, лако је одредити апсолутну висину основице и врха дотичног облака, као и његову дебљину. Али је образовање облака у планинама обично присиљено, постојањем планинске падине, те се одређене вредности у планинама не могу применити и на услове у слободној атмосфери.

Висине облака у слободној атмосфери се могу најлакше одредити тригонометриски. Том су се методом послужили Р и ћ и о л и и Г р и м а л д и при мерењу облачних висина 1644. Начин тог мерења је овакав: Ако карактеристични део неког облака одређују два посматрача истодобно, али са разних места, моћи ће се висина облака прорачунати помоћу познатих углова и базне линије, тј. правог отстојања између оба посматрача.

Ако је један посматрач на месту *A*, други на месту *B* (слика 49), а карактеристични део облака око основице ако је *O*, тада ће посматрач из *A* видети тај део облака под углом OAC = α, а посматрач из *B* под углом OBC = β. У троуглу OAB су, по томе, познати углови α и δ (= 180°-β) и страна *AB*, а то је довољно да се одреде и две остале стране троугла. Нас, међутим, интересује висина облака, дакле права *CO*. И њу није тешко одредити, јер је, у троуглу OBC, β познато, γ = 90°, а тиме се непосредно може одредити и угао ε = [180° — (β + γ)], поред тога је у истом троуглу позната страна *BO*. Тако је, помоћу познатих углова и једне стране троугла, одређена и висина основице облака OC = BC tang β. На исти се начин може одредити и висина врха истог облака *N*, а помоћу тога се може непосредно израчунати и дебљина облака ΔH = ND — OC.



Слика 49. — Тригонометриско одређење висине облака

У новије време се за одређене висине облака употребљују облачни теодолити, као и т.зв. фотографски теодолити, којима су вршена међународна систематска мерења по целом свету 1896 и 1897 године. Шпрунг је поставио једначине за фотограметриска одређивања облачних висина. Овамо припада и мерење висина помоћу телеметра или даљиномера. Сада се често употребљују, за иста мерења, авиони, пилот балони, балон-сонди, змајеви.

Најглавнији резултат свих извршених мерења облачних висина је да се просечна висина високих, делимично и средњих облака повећава од полова према полутару. То је изнесено за неке облике облака у летњој половини године (април—септембар) и за нека места на разним географским ширинама у таблици 30.

Таблица 30. — Средње висине облака у летњој половини године, у км.

	Ci и Cs	Ac	Sc	Cb (врх)
70° сев. (Босекоп)	7,46	3,42	1,34	3,96
60° сев. (Упсала, Слуцк)	7,86	3,49	1,81	4,32
50.8° сев. (Трап, Потсдам)	8,70	3,82	1,99	4,74
40.5° сев. (Блу Хил, Вошингтен)	10,15	4,40	2,02	7,00
35° сев. (Мера — Јапан)	11,02	5,68	1,72	6,98
14.5° сев. (Манила)	12,05	5,71	1,90	6,45

У зимској половини године (октобар—март) су средње висине истих облачних облика просечно нешто ниже, нарочито код цирусних облака, отприлике за 1 км.

Наравно, има знатних отступања у висини облака од изнесених средњих вредности. Цируси се у топлим крајевима јављају и на висини од 18,6 до 20,45 км, док је најнижи цирус на Блу Хилу опажен на висини од 2,7 км. Максималне висине циростратуса су 16 до 17,1 км, на тропским и субтропским ширинама, а цирокумулуса 12,1 до 15,4 км опет на истим

ширинама. Минималне висине два последња облачна облика опажене су на умереним ширинама са вредностима од 2,9 и 2,1 км. Алтокумулос се, такође, кадикад појави на знатној висини од 10,17 до 10,3 км, а са друге стране тек на висини од 1 до 0,83 км. Највеће разлике у висини врха кумулонимбуса показује Вошингтен. Ту је максимална висина износила 16,1 км, минимална тек 1,4 км. Чак и врх кумулуса допире до знатне висине од 6,76 км (Вошингтен), док је на свима већим северним ширинама његова максимална висина 5,7 до 4,4 км.

Ниски облаци и облаци са вертикалним развићем имају оволику просечну висину своје основице, према аеролошким мерењима:

	стратус	нимбо-стратус	страто-кумулус	кумулус
летња половина год. (IV—IX)	0,56	0,90	1,48	1,47 км
зимска „ „ (X—III)	0,45	0,81	1,41	1,47

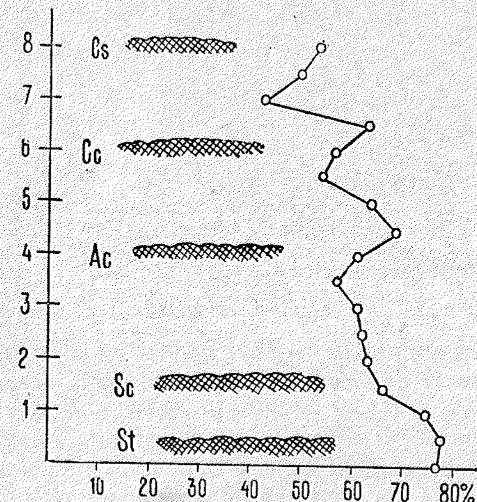
Високе ширине имају мање, тропске, веће вредности од просечних, али разлике нису знатне.

О дебљини облака има сразмерно мало тачних података, бар што се тиче слободне атмосфере. По највећој висини кумулонимбуса се може закључити да у тропима може имати дебљину бар од 10 км, јер је у Швајцарској измерена дебљина одн. висина тога облика од 9 км. За нимбостратусе је, по пењањима балонима, опажена дебљина отприлике до 5 км. Зиринг и Пеплер су за средње и ниске облаке у Средњој Европи добили доста подударајуће вредности. По њима је средња дебљина појединих облика облака оволика

алтокумулус	алтостратус	кумулус	стратокумулус	стратус
164	406	585	322	302 метра

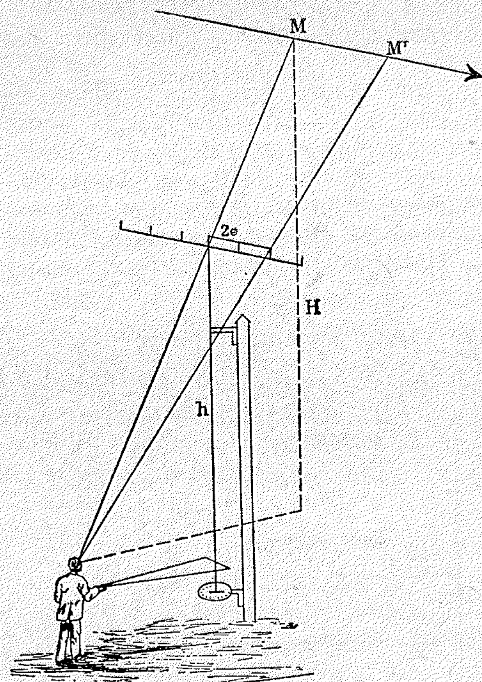
Али треба споменути да су стратуси зими скоро двапут дебљи, него у летњим месецима. Код стратокумулуса, међутим, изгледа да нема већих промена у дебљини између лета и зиме.

Код облака се јавља чудновата чињеница да се честина њихове појаве не мења са висином једнолико, било да се повећава или смањује, него постоје одређене висине на којима са најрадије образују, отприлике на отстојањима око 2 км. Не узимајући у обзир висинске ступњеве на 400—500 м и око 800 м, који се вероватно локално знатно разликују, истичу се јасно ступњеви на 1500—1800, 3500—4300, 6500—6900, 8400—8800, и 10000—11000 метара висине. То



Слика 50. — Расподела облачних ступњева и релативне влажности у вертикалном правцу (по А. Вегенеру)

су, у сваком ступњу, граничне вредности појединих годишњих доба. Вероватно је да колоидна збивања имају неког удела и у овој вертикалној расподели облака. Првобитни узроци стварања ових ступњева још нису објашњени; али, поред термодинамичких узрока, постоји нека сличност са ритмичним појавама таложења колоидних раствора: можда пада прашина са висине тропопаузе, која је овамо доспела вулканским ерупцијама, метеоритима или ускомешаношћу атмосфере. Ступњеви су, углавном, у вези са инверзионим слојевима, као што се види из слике 50, у коју су уцртани вертикална расподела релативне влажности изнад Берлина и облачни слојеви до висине од 8 км. И ако подударање између једних и других вредности није потпуно, вероватно ће се по обимнијој обради многобројних мерења релативне влажности и у другим крајевима доћи до још сигурнијих резултата.



Слика 51. — Грабље (нефометар) Бесона

116. **Правац и брзина кретања облака.** — Правцима кретања облака је раније обраћано више пажње, него сада, али они задржавају и даље свој значај, јер непосредно служе и за одређење правца и брзине ваздушних кретања на разним висинама. Многобројне справе за ова мерења, које се зову н е ф о м е т р и или н е ф о с к о п и (грч. νεφέλη = облак; σκοπεῖν = посматрати), могу се поделити у две групе, према томе да ли се посматра сам облак или његова слика у огледалу. Из прве групе су врло удобне г р а б љ е Б е с о н а (слика 51), које се много употребљавају; по истом принципу су направљени и новији типови грабаља. Грабље Бесона су састављене из танке, управне металне шипке; на њеном горњем крају је водоравна метална полуга, која на једном крају завршава стрелом, и снабдевена је са 7 управних зубаца на отстојању од 20 цм. Доле је, за управну шипку, причвршћен водораван круг, са поделом на степене, који се слободно окреће око своје осе, као и цела управна шипка са полугом и зупцима. Помоћу круга се одређује правац кретања облака. Управна шипка се, приликом посматрања, окреће, помоћу конопаца, све дотле, док стрела не дође у супротни положај кретања облака. Ако је t време за које одређен део облака доспе од средњег зупца до идућег или уопште до n-тог, h ако је висина зубаца изнад посматрачева ока (рецимо 4 м), e отстојања зубаца (= h : 20 = 20 цм), H висина облака изнад посматрачева места, а v брзина кретања облака, видеће се да је

$$\frac{H}{vt} = \frac{h}{ne}, \tag{88}$$

по чему је

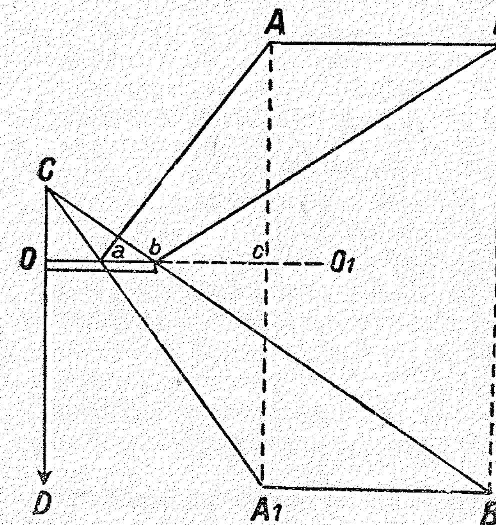
$$\frac{H}{v} = \frac{ht}{ne}. \tag{88a}$$

Али, како је h : e = 4 : 0,2 = 20 : 1, прећи ће једначина (88а) у облик

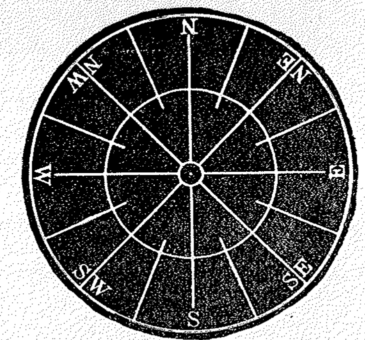
$$\frac{H}{v} = \frac{20t}{n}. \tag{88b}$$

Ако се утврди време, које је потребно да одређен део облака дође од једног до идућег зупца, имамо одмах вредност сразмере између висине облака и његове релативне брзине. Ако се пусти да исти део облака пређе отстојање од два зупца, мора се нађено време помножити са 20 : 2, итд. Стварна брзина облака се може добити ако је одређена његова висина H, јер тада пређен пут, за одређено време, одговара дужини од M до M', која одговара вредности vt, мереној у м/сек. Правац кретања облака одређен је самим положајем водоравне шипке, односно азимутом, који се прочита на доњем кругу.

Другој групи припадају огледала или нефоскопи за одређење правца и брзине облака. Нефоскоп је округло огледало, снабдевено са више концентричних кругова и 8—16 зракастих линија одн. главних праваца (слика 52). За мерење се опет узме нека карактеристична тачка на облаку, а нефоскоп се удеси тако да ознака N дође тачно у правац севера, и да тачка на облаку падне у средину огледала. Затим се посматра у коме се правцу та тачка креће, па ће се он означити као правац кретања облака. Ако се, рецимо, облак креће линијом између линија NE и E, правац облака је ENE, тј. исток-североисток. Да би се правац могао тачно одредити мора посматрачево око бити



Слика 53. — Одређење брзине кретања облака помоћу нефоскопа



Слика 52. — Огледало за облаке (нефоскоп)

непомично, тј. посматрач не сме мрдати главом. Када се утврди за које се време узета тачка облака помакла од средишта до површине првог или другог круга, одређена је и релативна брзина кретања облака; ако је позната стварна висина облака, може се релативна брзина прерачунати у стварну брзину кретања облака. Поступак при томе је лак и једноставан, као што ће се видети из слике 53. Ако се нека тачка на облаку означи са *A*, посматрач је види у средишту нефоскопа, у тачци *a*. После времена *t*, она ће одмаћи, у одређеном правцу, до тачке *B*, а посматрач ће је опазити у тачци *b*. Облак је, међутим, у огледалу одбачен на супротну страну, те ће тачке *A* и *B* бити пројициране у A_1 и B_1. Ако се, даље, висина посматрачевог ока *C* изнад равни нефоскопа *O* означи са $CO = h$, а стварна висина облака са $OD = O_1A_1 = O_1A = H$, облак је, за време *t*, пренесен у одређеном правцу за $AB = M$, а у огледалу ће исто кретање облака бити изражено са $ab = m$. На тај се начин добија следећа сразмера:

$$M : m = (H+h) : h; \tag{89}$$

али, како је *h* према *H* несразмерно мало, може се прво изоставити, те је

$$M : m = H : h; \tag{89a}$$

према томе је

$$M = \frac{mH}{h}. \tag{89b}$$

Ако се хоће да добије брзина кретања облака *v* за јединицу времена, ова ће бити изражена једначином

$$v = M : t. \tag{90}$$

Ако се у једначину (90) унесе вредност за *M* из једначине (89b), биће

$$v = \frac{mH}{h} : t = \frac{m}{ht} H. \tag{90a}$$

У горњој се једначини може узети да је $\frac{m}{ht} = \eta$, тј. угаона брзина кретања облака, па ће једначина (90a) добити нов изглед

$$v = H\eta. \tag{90b}$$

Узмимо, као пример, да је $m = 4{,}4$ цм, $h = 30$ цм, $t = 40$ сек. По тим је вредностима $\eta = 0{,}00367$. Ако је стварна висина облака, под горњим претпоставкама, $H = 1600$ м, он се креће брзином од $1600 \times 0{,}00367 = 5{,}9$ м/сек; ако је $H = 4100$ м, брзина је 15 м/сек, а ако је $H = 5700$ м, брзина кретања облака износи 20,9 м/сек.

До сада је стално претпостављано да се облак креће у водоравном правцу, што није потпуно тачно. Стога се морају, код одређивања брзине, унети неке исправке.

Таблица 31 показује средње брзине кретања облака у летњој половини године, у м/сек, готово за иста места као у таблици 30, и готово за иste облике облака.

Таблица 31. — Средње брзине кретања облака у летњој половини године, у м/сек

	Ci и Cs	Ac	Sc	Cu (врх)	St
70° сев. (Босекоп)	18	11	5	7	7
60° сев. (Упсала)	20	12	7	7	—
50.8° сев. (Трап, Потсдам)	22	12	9	9	8
40.5° сев. (Блу Хил, Вошингтен)	29	14	10	10	6
35° сев. (Мера — Јапан)	26	12	11	10	4
14.5° сев. (Манила)	15	11	4	—	—

Високи облаци (Ci и Cs) имају у зимској половини године доста већу брзину кретања на мањим умереним ширинама, а остали облици облака имају стално већу брзину кретања у зимској, него у летњој половини године. Карактеристично је да Батавија, у полутарском појасу, није забележила већу максималну брзину цируса од 43 м/сек, док су ти облаци на вишим ширинама имали доста веће максималне брзине, нарочито у Сједињеним Америчким Државама, од 103 м/сек. Исто тако Ac и Sc имају мању максималну брзину кретања у тропском, него у умереном појасу, где је код првог апсолутна максимална брзина кретања 50 м/сек у Сједињеним Државама, код другог 34 м/сек у Упсали.

117. **Растварање облака.** — Сва збивања услед којих се облаци стварају су повратна, са изузетком механичког мешања, које је изазвано вртлозима у ваздушним струјама. То значи да се облаци могу на исти начин растварати, као што су се стварали, али у супротном смислу. Само се по себи разуме да, поред узлазних ваздушних маса, мора бити, на другим местима, силазних кретања, јер се само на тај начин успоставља атмосферска равнотежа. На силазне ваздушне масе се могу применити досадашња искуства, јер се сва збивања догађају обратно од оних при узлазним ваздушним кретањима.

Ваздух, који се спушта, мора се динамички загревати (параграф 101) и то по влажном адијабатском градијенту све док је засићен воденом паром, а по сувом адијабатском градијенту чим постане незасићен, тј. чим му се релативна влажност смањи до испод 100%. Ако замислимо да се и неки облачни слој спушта постепено, мораће, у неком тренутку, доспети до нивоа од кога се, надоле, кондензоване честице поново преображавају у водену пару непрестаним испаравањем. Облак се, то томе, постепено растањује, док најпосле не ишчезне, док се не раствори.

Али, док при стварању облака постоји непрекидни прелазак најситнијих облачних капљица у видљиве водене капи, дотле су збивања при растварању неког постојећег облака нешто другачија. При томе најпре испаре најситније капљице, те ће у облаку најдуже остати његови најкрупнији делови, а то су највеће капи. Али, кад и ове капи почну испаравати, морају се одмах, без постепеног прелаза, смежурати на величину хигроскопских најсићушнијих облачних капљица.

II. Облаци као небески покривач

118. **Облачност.** — Величина видљивог небеског простора, који је под облацима, зове се укратко о б л а ч н о с т. Тај чинилац је веома важан за свакидашњи живот, јер дању спречава слободно сунчево зрачење,

а ноћу израчивање са земљине површине, и тиме знатно упливише на земљин топлотни промет.

Облачност се, из тих разлога, посматра на свима метеоролошким станицама, а поред ње се, на већим станицама, упоредно одређује и трајање сунчева сјаја, наравно у току дневних часова. Облачност се одређује на тај начин што се процени колики је део од целог видљивог неба покривен облацима, према скали од 0 до 10, дакле у десетинама целога неба. При томе 0 значи да је небо потпуно ведро, 5 да је половином покривено облацима, 10 да је цело небо под облацима. Множењем ових степена скале са 10, облачност се може изразити у процентима целе видљиве површине неба. Код процене облачности треба нарочито упозорити да се облацима у близини хоризонта, при крају небеског свода, не сме поклонити онолико пажње, као облацима на већој висини изнад хоризонта, који су ближи зениту. Најважнији део неба од 60° до 90° (зенита) изгледаће посматрачу као да је то тек десетина видика, те ће облаци ближе граници видика бити сувише прецењени. Ипак се облачност процењује као и раније, без обзира на ове примедбе.

У најновије време је уведена двострука процена облачности: процена целокупне облачности, каква је обично вршена, и процена изазване облачности само ниским облацима.

За извођење стварне средње дневне облачности довољна су три мерења, и то у оним часовима у којима се врше и сва остала посматрања. Али је, поред средњих вредности облачности, веома важна и честина појединих степена облачности, јер је неопходна допуна првима. Наиме, просечна месечна облачност обично је доста далеко од најчешћих вредности у истом месецу, док је код осталих метеоролошких елемената средња месечна вредност доста блиска најчешћој вредности дотичног елемента у истом месецу. Тако је, на пример, у Београду (1888—1947), средња облачност месеца јула 4.2, док су честине разних степена облачности, у процентима, оволике:

0	0.1-1	1.1-2	2.1-3	3.1-4	4.1-5	5.1-6	6.1-7	7.1-8	8.1-9	9.1-10
5	13	13	12	10	10	8	10	7	5	7

По томе се види да честина облачности од 4.1 до 5.0 долази тек на четврто или шесто место.

За многе практичне радове је важан и број ведрих, облачних и мутних дана у неком месецу или неком годишњем добу, али још нема потпуно одређене дефиниције о границама између ведрих и облачних, и облачних и мутних дана. Најчешће се као ведри дани означују они у којима је средња дневна облачност мања од 2, дакле од 0 до 1.9; мутни су дани у којима је средња дневна облачност већа од 8, дакле 8.1 до 10, а сви остали дани се означују као облачни. Београд и Хвар ће се узети као примери честине ведрих, облачних и мутних дана зими, лети и у години, у процентима; из њих се види колико знатне су разлике између наших приморских крајева, са великим бројем ведрих дана, и унутрашњости, близу Панонске Низије, са доста већим бројем мутних дана. Од 100 дана су:

	Београд ведри	облачни	мутни	Хвар ведри	облачни	мутни
зима	9	46	45	29	44	27
лето	24	62	14	62	34	4
година	17	54	29	40	44	16

Екстремне услове у расподели ведрих и мутних дана показују, са једне стране, субтропски крајеви, са знатним преовлађивањем ведрих дана (Јефрен, у Триполитанији, вис. 713 м), са друге стране они приморски крајеви у којима целе године дувају ветрови са мора, те стога знатно преовлађују мутни дани (Бен Невис, врх на Гремпијенским Планинама, у Шкотској, близу Атлантика, вис. 1343 м, и Каренко, место на источној обали планинске Формозе, великог острва на Тихом Океану, близу југоисточног краја Азије, вис. 19 м). Ту су

од 100 дана	ведри	облачни	мутни
Јефрен (32.0°С., 12.5° И.)	80	11	9
Бен Невис (56.8°, 5.1° З.)	4	28	68
Каренко (24.0°, 121.6° И.)	3	33	64

У Јефрену су сви јулски дани ведри, док је у јануару ведро 27 дана. Бен Невис има, напротив, у јануару 23, у јулу 22 мутна дана, а ведар је, просечно, само по 1 дан. Каренко има у јануару 26 мутних, а ниједног ведрог дана, док је у јулу 11 дана мутно, 16 дана облачно, а свега 4 дана су ведра.

Број потпуно ведрих дана, без иједног облака, врло је незнатан, са изузетком тропских и субтропских пустињских крајева, међу које спада и Триполитанија. Код нас је сразмерно мало потпуно ведрих дана. У Београду је јули 1928 имао 8 потпуно ведрих дана (облачност 0), а јули 1924 6 потпуно ведрих дана. Августа 1943 било је 10 сасвим ведрих дана. У јануару је таквих дана врло мало; само је 1929 године било 4 потпуно ведра дана, од којих су 2 била узастопна.

119. **Дневни и годишњи ток облачности.** — О дневном току облачности доста је тешко поставити неко правило, које би се могло применити на све делове земљине површине. Јер, разни облици облака постају из разних узрока; у неким часовима јављају се једни, у другима, други облици облака, најзад на копнима преовлађују једни, на океанима други облици облака. Ипак се може рећи да дневни ток облачности зависи од температуре на два различита начина. У раном јутру, при најнижој ваздушној температури, релативна влажност је доста велика, па омогућава образовање магле и ниских облака, стратуса. Са друге стране, у раним поподневним часовима, у најтоплијем делу дана, настају повољни услови за узлазна кретања ваздуха, којима се стварају кумулуси. Поред тога је познато да су зими погодније прилике за стварање облака у најхладнијим часовима, а лети, опет, за стварање облака у најтоплијим часовима. У та два доба, око времена најниже и највише ваздушне температуре, може облачност да се знатно повећа, и да у неким местима настане максимална облачност. Многа места имају рани јутарњи или чак ноћни максимум облачности, друга места поподневни или рани вечерњи максимум облачности. Силазна ваздушна кретања, у току ноћи, растварају облаке, тако да главни минимум облачности настаје готово свугде у позној вечери или чак ноћу. Таблица 32 показује неколико примера дневног тока облачности.

Таблица 32. — Дневни ток облачности у отступањима од средње вредности, скала 0 до 10

	0ч	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22
Океанска пучина (посматрања брода „Челенџер"), ср. вредн. 5.83 година	−0.13	0.07	0.07	0.39	0.39	−0.03	−0.23	−0.03	0.07	−0.13	−0.14	−0.13
Батавија (45 год.), ср. вредн. 6.08 година	−0.11	−0.47	−0.80	0.12	−0.72	−0.28	0.58	0.09	0.04	0.81	0.57	0.31
Беч, ср. вредн. 5.66 година	−0.50	−0.32	−0.02	0.27	0.34	0.22	0.19	0.25	0.24	0.08	−0.28	−0.51
седло Теодул, у Швајцарској (3322 м), ср. вредн. 5.42 година				−0.12	−0.27	−0.19	0.10	0.33	0.41	0.18		
Београд (20 година), ср. вредн. 7.08 зима	−0.54	−0.40	−0.34	−0.01	0.65	0.50	0.44	0.42	0.41	−0.05	−0.49	−0.56
Београд (20 година), ср. вредн. 4.71 лето	−0.66	−0.77	−0.16	−0.04	−0.14	−0.04	0.31	0.54	0.49	0.47	0.34	−0.39

Из таблице се види да облачност, на океанској пучини, има максимум у јутарњим часовима, минимум у подне. Батавија, при обали Сундског Мора, има, напротив, највећу облачност по подне, најмању ноћу, али то је одлика готово целог тропског појаса. Беч, међутим, показује у просечном годишњем дану два максимума облачности, изразитији ујутру, а мање изразит по подне, док најмања облачност настане у поноћ. У томе дневном току се комбинују зимски са летњим условима дневног тока облачности, као што је раније споменуто. То се јасно види из дневног тока облачности у Београду у просечном зимском и летњем дану. Максимум облачности настаје зими у 8 часова, лети у 14 часова, а минимум се јавља у току ноћи: зими у 22 часа, лети у 2 часа. Али, тачније проучавање дневног тока облачности показује да, и зими, сасвим слаб споредни максимум облачности у Београду настаје у 16 часова, јер је у 15 часова отступање од средње дневне облачности 0.38, дакле нешто мања облачност, него у 16 часова. Слично се догађа и лети. Тада слаб споредни максимум облачности настане у 5 часова, са отступањем од средње дневне вредности за 0.0, дакле је тада облачност нешто већа, него у доцнијем и ранијем часу. Седло Теодул има само један максимум у 16 часова.

Годишњи ток облачности показује тешње везе са честином кретања барометарских депресија и антициклона, као и са током релативне влажности. Зимски месеци су у Европи знатно облачнији, него летњи, услед преовлађујућих влажних ветрова са западног квадранта. По правилу је најоблачнији месец децембар, док је август највeдрији. Велика отступања показују само високи планински крајеви, у којима је годишњи ток облачности готово супротан. Знатних разлика има између поларних, умерених и тропских крајева, између океанских и континенталних крајева, између северних и јужних поларних крајева, тако да би било веома тешко дати неко иоле општије правило о расподели облачности по месецима на целој земљи. У таблици 33 навешће се само неколико карактеристичних примера о годишњем току облачности.

Облачност је стално велика у полутарском појасу, где је и у најведријем месецу већа од 5.0. Средња годишња облачност се смањује према повратницима, али ту постоје велике разлике између монсунских и субтропских области. У монсунским крајевима је највећа облачност при летњем монсуну, у добу најјачих киша, док источни део Средоземног Мора, у субтропској области, има максималну облачност у најхладнијим месецима. Монсунски предели се, поред тога, одликују великим годишњим колебањем у степену облачности, док је ово знатно мање у средоземној

области. Умерени појас има, уопште, повећану облачност, са сразмерно малим годишњим колебањем, као што показује пример североисточног краја Југославије, у који су урачунати Славонија и Војводина. На умереном појасу се минимум облачности јавља у једном од најтоплијих месеца, максимум зими, услед честих стратуса. Планински врхови су, међутим, у ово доба највeдрији, услед незнатне висине стратуса (параграф 114), а највећу облачност имају у летњој половини године, на примеру алписких врхова у мају. Узрок томе су честа узлазна кретања ваздушних маса и кондензација водене паре. Поред тога је годишње колебање облачности веома мало у високим планинским крајевима, тек 2.0. Нешто мања колебања имају само океански крајеви на великим јужним ширинама, 1.6 до 1.8, али са просечном годишњом облачношћу од 7.6.

Таблица 33. — Годишњи ток облачности, скала 0 до 10

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год. колеб.
Полутарски део Западне Африке, 3° сев. шир.	5.4	6.3	7.0	7.2	7.4	7.7	8.9	8.6	8.4	8.0	7.4	6.6	7.4	3.5
Монсунски предео око Бенгалског Залива, 23.5° сев. шир.	1.9	1.8	2.6	3.0	4.5	7.5	8.5	8.4	7.5	4.3	2.5	1.8	4.4	6.7
Источни део Средоземног Мора, 33.8° сев. шир.	4.9	4.6	3.8	3.7	2.8	1.3	1.1	1.3	1.8	2.5	4.4	4.7	3.0	3.8
Североисточни крај Југославије, 45.4° сев. шир.	6.6	6.2	5.8	5.7	5.3	5.1	4.3	3.8	4.4	5.4	6.4	7.0	5.5	3.2
Алписки врхови око 2600 м, 47° сев. шир.	5.0	5.3	6.0	6.5	7.0	6.7	6.1	5.8	6.0	6.0	5.5	5.1	5.9	2.0
Хвар, 43.2° сев. шир., 16.4° ист. Гр. (60 година)	5.0	4.5	4.4	4.3	3.6	2.8	1.6	1.8	2.8	4.3	5.1	5.3	3.8	3.7
Београд, 44.8° сев. шир., 20.4° ист. Гр. (60 година)	7.3	6.7	6.3	6.1	5.7	5.3	4.2	3.8	4.4	5.4	6.8	7.7	5.8	3.9
Скопље, 42.0 сев. шир., 21.4 ист. Гр. (25 година)	7.3	6.4	6.3	6.2	6.0	4.7	3.2	3.1	3.7	5.2	6.5	7.8	5.6	4.7

Три последња места су у нашој земљи, на просечном отстојању око 375 км. Хвар, као место на пучини Јадрана, има знатно мању облачност од Београда у свима месецима, нарочито зими (просечно за 2.2) и лети (од маја до јула просечно за 2.4). Хвар има, и према Скопљу, зими за исто онолико мању облачност као према Београду, али је та разлика лети доста мања (од маја до августа просечно за 1.8); нарочито мала разлика је од августа до новембра, просечно за 1.1. Те разлике у облачности између ова три места изазване су чињеницама, што је Скопље око 150 км удаљено од Јадрана, а Београд око 310 км, дакле двапута више, што је Скопље опкољено планинама, те је — у истом периоду — зими и у пролеће облачније, лети и у јесен ведрије од Београда, најзад што Скопље има знатно краћи период посматрања. Али се Скопље знатно ближи условима егејске средоземне области по величини годишњег колебања облачности, које је готово исто као у Солуну. То је кратко објашњење података у таблици 33.

Годишњи токови облачности изнад Европе нарочито су исцрпно испитани од К н о х а. Он је, при одређивању својих типова, узео у обзир не само времена у којима се јавља највећа и најмања облачност, него и

величину годишњих колебања облачности. На тај је начин добио за Балканско Полуострво 14 различитих типова.

120. **Расподела облачности изнад земљине површине.** — Зонална расподела облачности је поглавито условљена општом атмосферском циркулацијом (параграф 178—182), односно узлазним кретањима ваздуха у полутарском појасу, а силазним кретањима ваздуха око повратника. Ваздушне масе, које се крећу од овог предела високог притиска према већим ширинама, постепено се хладе, а тиме губе и своју садржину водене паре, која се кондензује, и облачност се постепено повећава. Али је ваздушни притисак знатно смањен око стожерника; ту се често крећу барометарске депресије, са узлазним кретањима ваздуха, те се облачност знатно повећа. Расподела облачности изнеће се за појасеве од по 10° геогр. шир., засебно за океанске и континенталне површине, у месецу јануару и јулу и у просечној годишњој вредности по одређењима Брукса (таблица 34).

По подацима у таблици 34 излази да је просечна облачност на целој земљи 54.4%. Облачност је изнад океана отприлике за 10% већа, него изнад континената, у најхладнијем месецу за 13.2, у најтоплијем месецу за 7.2% већа. Изнад континената је највећа годишња облачност на субполарним ширинама: 70—80° сев. шир. са 63%, 50—60° јуж. шир. са 70%. Изнад океана је највећа облачност на 60—70° сев. и јуж. шир. са 72, одн. 76%. Споредни максимум облачности је око полутара, изнад копна на 0—10° јуж. шир. са 56%, изнад океана на 0—20° сев. шир. са 53%. Најмања просечна годишња облачност на копну влада на обе земљине полукугле на појасу од 20—30° шир. са 34% на северној, са 38% на јужној полукугли; изнад океана је доста већа, по 49%.

Таблица 34. — Расподела облачности на појасевима од по 10° геогр. шир., у процентима

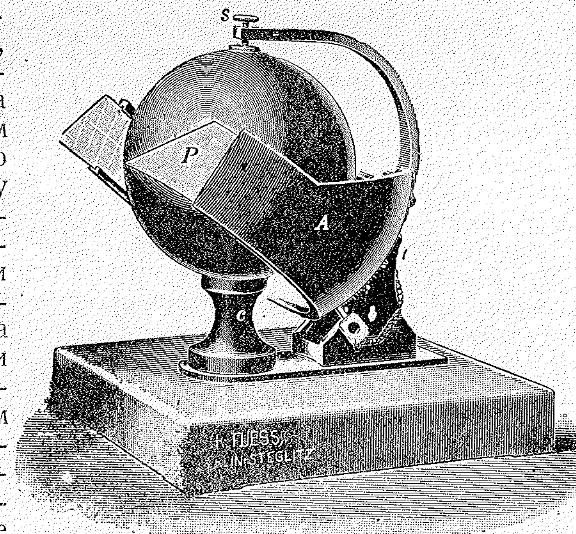
ширине	0—10°	10—20°	20—30°	30—40°	40—50°	50—60°	60—70°	70—80°	80—90°
	северна полукугла јануар								
море	54	51	52	55	68	63	69	71	36
копно	43	27	31	46	54	57	55	44	—
			јули						
море	54	60	49	51	68	74	74	76	90
копно	58	58	41	34	48	59	65	73	—
			година						
море	53	53	49	52	66	67	72	70	63
копно	52	40	34	40	50	60	62	63	—
	јужна полукугла јануар								
море	52	50	51	55	66	76	86	64	?
копно	59	64	44	46	55	75	—	—	?
			јули						
море	52	47	54	58	71	70	68	49	?
копно	48	32	33	51	60	65	—	—	?
			година						
море	50	49	53	57	67	72	76	64	?
копно	56	46	38	48	58	70	—	—	?

О расподели облачности у јануару и јулу даће се само мало обавештења, јер се све може видети из бројева. Не сме се само заборавити да је, на јужној полукугли, јануар средњи летњи месец, а јули средњи зимски месец. Океан има на свима ширинама, у оба месеца, већу облачност. Али, облачност у тропима је, просечно, лети доста већа, но зими, као и на великим ширинама, од 50° до пола, док је на средњим ширинама углавном обратно.

Најмању облачност имају пустињски крајеви Сирије, Сахаре, Арабије, Аризоне, Аустралије и северни део Чила. Ту средња годишња облачност има вредности од 25 до испод 20%, а местимично, на пример у области изнад Нила, Арабије и Северног Чила чак и испод 10%. Највећа је облачност на североисточном делу Атлантског Океана, између острва Јан Мајена, Исланда, норвешке обале и северног краја Шкотске, са годишњом средњом облачношћу од 80 до 87%.

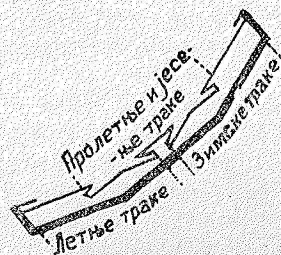
Облачност се, поред тога, повећава при дувању ветрова са мора, особито при стрмим обалама, а смањује се приликом ветрова са копна. Облачност се, такође, повећава када ветар дува са топлијег према хладнијем пределу, а смањује се ако ветар дува из хладнијег према топлијем пределу. Даље, зимско израчивање и хлађење приземних ваздушних слојева, при антициклонском времену, доводи, на средњим европским ширинама, до честог образовања магли и стратуса.

121. **Трајање сунчева сјаја.** — Објективно мерило средњег степена облачности добија се једино ауторегистровањем сунчевог сјаја. Мерење трајања сунчева сјаја служи поглавито да би се добио сталан преглед о степену покривености неба облацима; донекле се њиме добија приближан преглед и о томе колико неко место располаже сунчевим зрачењем, ако за то нема других инструмената. Трајање сунчева сјаја мери се нарочитим инструментима, који се зову хелиографи (грч. ἥλιος = Сунце, γράφω = урезујем, пишем). Код нас се употребљује, готово искључиво, хелиограф Кембел-Стокса. Стаклена кугла са пречником од 9—12 цм служи, код њега, као сабирно сочиво. Она усредсређује у својој жижи све сунчеве зраке. Стаклена кугла се ослања о стуб *c*, а горњи ужи стуб *s*, који истовремено служи и као завртањ, одржава је у своме положају, да не би пала (слика 54). Кугла је већим делом опасана металном шкољком *A*, која је учвршћена о постоље. На унутрашњој страни шкољке су урезани усеци у које се увлаче траке (*P* на слици 54) за бележење трајања сунчева сјаја (слика 55). Има три пара усека: један служи за увлачење зимских трака, кривих и најкраћих, у времену од 12 октобра до краја фебруара, други служи за увлачење летњих трака, кривих и најдужих, у времену од 12 априла до краја августа;



Слика 54. — Хелиограф по Кембел-Стоксу

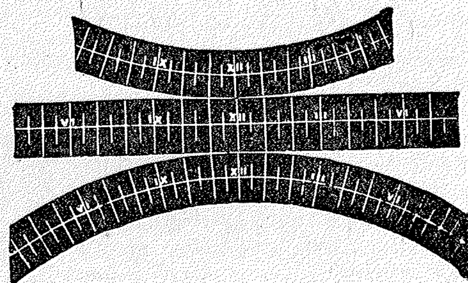
трећи пар служи за увлачење равних трака у пролеће и јесен, између напред поменутих датума. Траке се зими увлаче у горњи пар усека, јер је сунчева подневна висина у томе времену најнижа; лети се увлаче у доњи пар усека, јер је сунчева подневна висина у то доба највиша; у прелазним временима се траке увлаче у средњи пар усека. Слика 56 показује изглед појединих трака. Горе су зимске, доле летње, у средини траке за рано пролеће и за рану јесен. Римски бројеви на њима означују часове дана, дакле је IX = 9 часова, III = 15 часова, док, на пример, VI означује и 6, као и 18 часова. Али се из саме траке види које је јутарњи, а које поподневни час. Те траке су начињене од нарочитог танког и плаво обојеног картона, у које Сунце ужеже свој траг, и које се мењају сваког дана увече, после сунчева залаза.



Слика 55. — Усеци за хелиографске траке

Да би се мерења о трајању сунчева сјаја вршила како треба, постоље мора бити постављено потпуно у хоризонталном правцу, а управни зарез на металној школьци, на који дође средина појединих трака, тј. ознака XII, мора бити постављена тачно у правац севера, дакле у правац посматрачевог меридијана, да би сунчеви зраци ужегли свој траг на томе месту у подне. Поред тога, хелиограф се мора ставити на сасвим слободно место, где му не сметају никакви предмети у току целог дана, од сунчева излаза до његова залаза.

Трајање сунчева сјаја се обично изражава оноликим бројем часова колико је Сунце сијало у неком месецу, годишњем добу или години. Али се, због неједнаког трајања појединих месеца, нарочито фебруара и њему суседног децембра и јануара, овај збир часова чешће подели са бројем дана у одговарајућем месецу или годишњем добу. На тај се начин добија број часова са сунчевим сјајем у просечном дану дотичног месеца. Ти подаци се могу упоређивати са потпуном сигурношћу, јер су сведени на исто трајање времена од 24 часа.



Слика 56. — Изглед хелиографских трака

Дневни ток сунчева сјаја се може најзгодније приказати ако се узму вредности непосредно регистрованог броја часова са сунчевим сјајем у току сваког часа за време целог месеца, годишњег доба или године.

Какве су везе између степена облачности и трајања сунчева сјаја показаће се у параграфу 122 и 124.

122. **Дневни ток сунчева сјаја.** — Раније је било споменуто да је дејство сунчевог топлотног зрачења од највећег значаја за сва збивања у атмосфери; оно је она сила која креће целу машинерију атмосфере, а уједно је извор и целог живота. Дневни ток сунчева сјаја је, из тих разлога, веома важан метеоролошки елеменат, јер од њега зависе многе појаве у ваздуху. Исто је тако важно знати колико је дуго које место обасјано сунчевим зрацима и из чисто практичних разлога.

Таблица 35. — Просечни број часова са сунчевим сјајем у средњем зимском, летњем и годишњем месецу (период 1926—1935)

час дана	Хвар			Бјелашница			Марибор			Београд			Прилеп		
	зима	лето	год.	зима	лето	год.	зима	лето	год.	зима	лето	год.	зима	лето	год.
6- 7	0.0	22.3	8.0	0.3	17.0	8.2	0.0	16.1	5.9	0.0	20.4	8.0	—	25.5	10.2
7- 8	2.7	26.4	14.6	5.8	16.8	10.7	1.1	19.5	9.7	1.5	22.1	12.0	1.1	26.8	14.1
8- 9	11.5	26.8	17.6	9.2	16.4	11.7	4.6	20.9	13.1	5.9	23.1	15.1	4.6	27.3	16.7
9-10	15.9	27.1	21.1	10.1	15.6	11.6	7.8	21.6	15.0	8.2	23.8	16.1	7.8	27.6	19.7
10-11	16.9	27.3	21.7	10.5	14.3	11.4	9.6	22.1	15.9	9.4	24.4	17.6	9.6	27.4	20.1
11-12	17.0	27.5	22.0	10.5	13.5	11.1	10.7	22.2	16.5	10.3	24.3	17.9	10.7	27.2	20.2
12-13	16.5	27.4	21.9	10.1	13.2	10.7	11.1	21.7	16.4	10.4	24.3	18.0	11.1	26.6	19.9
13-14	16.3	27.5	21.9	9.6	12.9	10.3	11.1	21.7	16.2	10.3	24.1	17.7	11.1	26.4	19.5
14-15	16.0	27.5	21.6	9.0	12.8	10.0	9.8	20.5	15.4	9.7	23.5	17.1	9.8	25.7	18.9
15-16	14.2	27.0	20.5	8.3	13.1	9.8	6.9	19.6	13.6	7.9	22.7	15.8	6.9	24.5	17.6
16-17	6.7	26.4	17.1	4.4	13.2	8.0	2.5	18.7	10.8	3.5	21.6	12.6	2.5	23.3	14.5
17-18	0.5	25.4	11.4	0.5	12.5	5.5	0.0	17.1	7.1	0.2	20.1	8.1	0.0	21.6	8.9
пре п.	64.0	157.4	105.0	46.4	93.6	64.7	33.8	122.4	76.1	35.3	138.1	86.7	33.8	161.8	101.6
по п.	70.2	161.2	114.4	41.9	77.7	54.3	41.4	119.3	79.5	42.0	136.3	89.3	41.4	148.1	99.3
у мес.	134.2	318.6	219.4	88.3	171.3	119.0	75.2	241.7	155.6	77.3	274.4	176.0	75.2	309.9	200.9

Таблица 35 показује честину сунчева сјаја у појединим дневним часовима за нека карактеристична места у нашој земљи, тј. средњи број часова са сунчевим сјајем у просечном зимском, летњем и годишњем месецу. Просечни зимски месец има 30 дана у свима непреступним годинама, па би — по томе — у размацима од по једног часа, Сунце могло сијати у току целог месеца свега 30 часова. Ако је, на пример, од 9 до 10 часова, било у неком месецу 8.2 часа са сунчевим сјајем, то значи да је у истом размаку времена, тј. од 9 до 10 часова, било без сунчева сјаја 21.8 часова, јер је то допуна до 30. На основу тога се може одредити колика је била, приближно, облачност у том размаку времена, према сразмери

$$30 : 10 = 21.8 : x.$$

То значи, ако је од 9—10 часова владала облачност од 10 степена у свих 30 часова, она је у времену од 21.8 часова била 218 : 30 = 7.3. Тако је, помоћу познатог трајања сунчевог зрачења, одређена непозната вредност облачности од 9—10 часова.

За одређење дневног тока сунчева сјаја узети су часови од 6 до 18, ради боље упоредљивости бројева, ма да је у просечном годишњем, а нарочито у просечном летњем месецу било сунчева сјаја пре 6 и после 18 часова.

Вредности у таблици показују да зимски максимум трајања сунчева сјаја настаје у приморју и на Бјелашници од 11—12 часова, а у унутрашњим местима доцније, од 12—14 часова, као и у Средњој Европи. У просечном годишњем месецу, међутим, максимум се појави већином од 11—12 часова, а на Бјелашници много раније, од 8—9 часова. Узрок томе су узлазна кретања ваздуха, услед којих се изнад Бјелашнице појаве облаци већ после 9 часова, а доцније је облачност све већа, услед све јачих узлазних струја. Лети има још већих разлика. Марибор и Београд имају најдуже сунчева сјаја од 10—12 часова, Прилеп од 9—10 часова, јер се доцније образују гушћи кумулуси. Хвар, напротив, има подједнако дуго сунчева сјаја пуна четири часа, од 11—15 часова, али на Бјелашници максимум настане још рано ујутру, од 6—7 часова, а споредни, сасвим слабо изражен максимум појави се пред вече, од 16—17 часова, кад узлазна ваздушна кретања сасвим ослабе, те се облачност изнад планине смањи.

Много су веће разлике у томе, што Хвар, на пучини Јадрана, има зими знатно више сунчева сјаја од свих осталих места, а исто тако и лети, са изузетком Прилепа. Овај има лети пре подне, од 6 до 11 часова, више сунчева сјаја од Хвара, а доцније прилично мање, вероватно због високих околних планина, које се почињу облачити под утицајем узлазних кретања ваздуха, па то упливише и на Прилеп. Бјелашница се одликује тиме, што зими има прилично више сунчева сјаја од нижих континенталних места, ма да су на знатном отстојању, нарочито од 7—11 и од 15—18 часова, када је Бјелашница ведрија. Марибор, Београд и Прилеп имају подједнако дуго сунчева сјаја у зимским месецима, пре подне мање, него по подне, али лети постоје знатне разлике. Тада је трајање сунчева сјаја тим дуже, што је неко место јужније, поред тога, сва ова три места имају нешто више сунчева сјаја пре подне, него по подне, супротно зимским условима.

123. **Годишњи ток сунчева сјаја.** — Сунце може, у неком месту, сијати од свога излаза до залаза без икаква прекида, под претпоставком да уопште нема облака. Наравно, сунчев дневни лук је лети знатно већи, него зими, па је и трајање сунчева сјаја лети знатно дуже, као што се видело из података у параграфу 122. Са друге стране се трајање сунчева сјаја у току године мења сразмерно сунчевој висини, као и дужини дана. Такво теориско трајање зове се астрономско, могуће или потенцијално трајање сунчева сјаја у одређеном дану или месецу. Оно се од априла до септембра повећава од нижих према вишим геогр. ширинама, од октобра до марта, напротив, од виших према нижим ширинама. Месечне вредности могућег трајања сунчева сјаја изнесене су у таблици 36 за ширине од 47° до 40°, јер је у нашој земљи најсеверније место Кокотин Брег (у Прекмурју), на 46°52.4′ сев. шир., најјужније, Дупени (при обали Преспанског Језера), на 40°52.6′ сев. шир. Могуће месечно трајање сунчева сјаја одговара збиру свих сунчевих дневних лукова у дотичном месецу, дакле је изражено у часовима. Фебруар, у преступним годинама, има за 11 часова дуже трајање сунчева сјаја.

Таблица 36. — Могуће трајање сунчева сјаја од 47° до 40° сев. шир., у часовима

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
47°	279	289	370	409	467	475	479	439	377	337	281	266	4468
46°	283	291	370	407	464	471	475	437	376	338	284	270	4466
45°	286	292	370	405	461	467	471	435	376	339	287	274	4463
44°	289	294	370	404	458	463	468	433	375	341	289	278	4462
43°	292	295	370	403	455	459	465	431	375	342	292	281	4460
42°	295	297	371	401	452	455	461	429	374	343	295	284	4457
41°	298	298	371	400	449	452	458	427	374	344	297	288	4456
40°	301	300	371	399	446	449	455	425	373	345	299	291	4454

Годишњи ток трајања сунчева сјаја показаће се на примерима из наше земље. Поред наведених места у таблици 35 овде ће се дати и подаци за Обир (2044 м), ради поређивања са Марибором, и за Сарајево, ради поређивања са Бјелашницом (таблица 37). Сви ови подаци вреде за период 1926—1935, јер раније није било хелиографа на целом средњем и јужном делу јадранских острва и приморја, ни у Македонији, па се ови крајеви не би могли узети у обзир. Иначе, по дугогодишњим бележењима излази да Марибор (38 год.) има годишње за 190 часова мање сунчева сјаја него у 10-огодишњем периоду, Обир (32 год.) за 47 часова мање, Београд (38 год.) за 58 часова мање, док Бјелашница (44 год.) има подједнако сунчева сјаја у оба периода.

Годишњи ток сунчева сјаја приказан је, за иста места, и у процентима могућег трајања, тј. дељењем стварног трајања са могућим трајањем сунчева сјаја у истом месецу, и множењем добијене вредности са 100. То је т.зв. релативно трајање сунчева сјаја, које је веома корисно за многе практичне сврхе.

Ради одређивања релативног трајања сунчева сјаја мора се прорачунати могуће трајање сунчева сјаја за географску ширину сваког места, помоћу израчунатих вредности за сваки ширински степен. Обир је, на пример, на 46°30′ сев. шир. За њега се добија могуће трајање сунчева

сјаја ако се, за сваки месец, збирови могућег трајања на 46° и 47° сев. шир. поделе са 2. Дакле је за јануар та вредност 281 час, за јули 477 часова. Хвару, који је на 43°10′ сев. шир., треба додати шестину разлике између вредности на 43° и 44° сев. шир., ако је могуће трајање на 44° веће, него на 43°, а за исти износ одузети, ако је вредност на 44° мања, него на 43°. На пример, у јануару треба од 292 одузети 0.5 (= 3 : 6), па ће могуће трајање сунчева сјаја за тај месец износити 291.5 часова. Помоћу тако добијених могућих вредности одређено је релативно трајање сунчева сјаја за места у таблици 37.

Из ове таблице се могу извући неколико важних закључака. Хвар има, и по часовима и по процентним вредностима, највише сунчева сјаја не само у летњој, него и у зимској половини године. Станице на планинским врховима имају, у годишњој вредности, и стварно и релативно мање сунчева сјаја од ниских станица у њиховој околини. Зими, међутим, од новембра до фебруара, планински врхови имају више и стварног и релативног трајања сунчева сјаја од оближњих долинских места, а у свима осталим месецима мање, нарочито од маја до јула. Нижа места у унутрашњости земље имају тим више сунчева сјаја, стварно и релативно, што су на нижој географској ширини, са изузетком Сарајева. Исто тако Бјелашница, и ако готово на истој висини, а за 3° геогр. шир. јужније, има доста мање стварног и релативног сунчевог сјаја од Обира. Узрок толико смањеног сунчевог сјаја на Бјелашници и у Сарајеву лежи у чињеници, што су ова места прилично блиска путањама барометарских депресија

Таблица 37. — Годишњи ток трајања сунчева сјаја, у периоду 1926—1935

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
	стварно трајање сунчева сјаја, у часовима												
Хвар	136	158	186	237	296	325	361	344	254	201	145	106	2749
Обир	115	120	132	128	150	181	221	224	160	134	91	90	1746
Бјелашница	99	95	101	96	103	173	222	226	158	132	83	71	1559
Марибор	65	111	136	165	211	235	269	254	189	138	89	50	1912
Београд	71	106	152	193	249	283	327	297	214	165	115	54	2226
Сарајево	48	88	106	135	179	223	237	246	171	122	66	30	1651
Прилеп	101	128	159	219	252	311	356	344	262	197	134	71	2534
	релативно трајање сунчева сјаја, у процентима												
Хвар	46.7	53.2	50.3	58.8	65.0	70.6	77.6	79.9	67.6	58.8	49.7	37.8	61.5
Обир	40.9	41.3	35.6	31.4	32.2	38.2	46.3	51.1	42.5	39.6	32.2	33.6	39.1
Бјелашница	34.0	32.1	27.3	23.9	22.5	37.5	47.5	52.2	42.2	38.7	28.5	25.4	34.9
Марибор	23.1	38.2	36.7	40.5	45.4	49.8	56.3	57.8	50.1	40.9	31.5	18.8	42.9
Београд	24.8	36.1	41.1	47.7	54.1	60.7	69.4	68.4	56.9	48.6	40.0	19.6	49.9
Сарајево	16.5	29.6	28.8	33.6	39.2	48.2	50.8	56.8	45.7	35.8	22.7	10.6	37.0
Прилеп	34.1	42.6	42.8	54.8	56.0	68.7	77.6	80.4	70.2	57.2	45.3	24.7	56.8
	стварно трајање сунчева сјаја, у часовима на просечни дан												
Хвар	4.4	5.6	6.0	7.9	9.5	10.8	11.6	11.1	8.5	6.5	4.8	3.4	7.5
Обир	3.7	4.3	4.3	4.3	4.8	6.0	7.1	7.2	5.3	4.3	3.0	2.9	4.8
Бјелашница	3.2	3.4	3.3	3.2	3.3	5.8	7.2	7.3	5.3	4.3	2.8	2.3	4.3
Марибор	2.1	3.9	4.4	5.5	6.8	7.8	8.7	8.2	6.3	4.5	3.0	1.6	5.2
Београд	2.3	3.8	4.9	6.4	8.0	9.4	10.5	9.6	7.1	5.3	3.8	1.7	6.1
Сарајево	1.5	3.1	3.4	4.5	5.8	7.4	7.7	7.9	5.7	3.9	2.2	1.0	4.5
Прилеп	3.3	4.5	5.1	7.3	8.1	10.4	11.5	11.1	8.8	6.3	4.5	2.3	6.9

Vc и Vd (параграф 200), док то није случај ни за Обир, ни Марибор. Зависност сунчева сјаја од мутних дана (параграф 118) јасно се огледа у годишњем току сунчева сјаја на Бјелашници и у Сарајеву. Бјелашница има трипут више мутних, Сарајево око двапут више мутних од ведрих дана. Максимум стварног и релативног сунчевог сјаја настаје свугде у јулу или августу, минимум, у месецу децембру. То вреди готово за све умерене ширине.

Трајање сунчева сјаја, било у часовима или у процентима, углавном се повећава од поларних према тропским крајевима, не само у низијама, него и на планинским врховима. Али се мора споменути да има прилично много изузетака. Највише сунчева сјаја имају пустињски појасеви око 30° шир. Тако, на пример, Ел Пазо, држава Тексес, има годишње 3603 часа са сунчевим сјајем, Сакраменто, Калифорнија, 3432 часа, Финикс, Еризона, 3766 часова; њихово годишње релативно трајање сунчева сјаја износи 80%, 74%, одн. 84%. У неким се месецима релативно трајање повећа до 95 и 96% у Сакраменту, а до 92 и 93% у Финиксу. У тим пустињским крајевима има неких места са два максимума релативног трајања сунчева сјаја, у јуну и октобру.

Трајање сунчева сјаја је веома променљиво у тропском појасу. Тако, на Тихом Океану, од Суматре до Соломонових Острва има годишње 1424 до 3072 часа са сунчевим сјајем. У кишовитим тропским крајевима је релативно трајање сунчева сјаја веома незнатно; у Фулиену, Тонкин (20°48′ сев. шир.), годишња вредност спадне на 36% (стварно годишње трајање 1603 часа), услед веома велике облачности од 70%. Знатно сувљи Пасуруан, на Јави (7°38′ јуж. шир.), са 2996 часова сунчева сјаја годишње, има релативно трајање од 68% годишње, дакле скоро двапут већу вредност од Фулиена.

Годишњи збирови трајања сунчева сјаја у Европи колебају од 736 часова на Бен Невису (1343 м) до 2909 часова у Мадриду. Одговарајуће релативне вредности су 16% и 65%. Бен Невис има најмање сунчева сјаја у децембру са 18 часова (9% могућег), највише у јуну са 127 часова (22%), док Мадрид има најмање сунчева сјаја у децембру са 134 часа (45%), највише у јулу са 387 часова (85%). Вероватно има у Европи места са још мање или још више сунчева сјаја у току године, јер су горе наведена само места за која су екстремне годишње суме добијене посматрањима.

124. **Везе између облачности и сунчева сјаја.** — На први поглед изгледа чудновато зашто се у делу метеорологије о кружењу воде у атмосфери уноси питање о сунчевом сјају. Али је утврђено да се, са повећањем облачности, трајање сунчева сјаја смањује, да при потпуно мутном небу нема уопште „сунца", док при потпуно ведром времену Сунце стално сија од свога излаза до залаза. Исто је тако утврђено да се релативно трајање сунчевог сјаја у неком месецу и степен облачности, изражен у процентима, отприлике допуњују до 100%. То се показало на једном примеру у параграфу 122, код дневног тока сунчева сјаја. Овде ће се показати какве везе постоје у годишњем току код збирова релативног трајања сунчевог сјаја и степена облачности у процентима, и то на примеру Београда у периоду 1926—1935:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	сунчев сјај, у процентима могућег										
24.8	36.1	41.1	47.7	54.1	60.7	69.4	68.4	56.9	48.6	40.0	19.6
	облачност, у процентима										
74.0	64.6	58.2	59.1	54.9	47.8	37.6	35.6	41.9	50.9	60.6	77.8
	збир сунчева сјаја и облачности										
98.8	100.7	99.3	106.8	109.0	108.5	107.0	104.0	98.8	99.5	100.6	97.4

Средња вредност збирова за поједина годишња доба је оволика: зима 99.0, пролеће 105.0, лето 106.5, јесен 99.6%. По томе се види да су збирови мањи од 100% у јесен и зими, већи од 100% у пролеће и лети. Та веза се показује још у појачаној мери код других периода посматрања. У Београду, код 38-огодишњег периода, износи зими 100%, лети 107.5%. Узрок овим разликама је, што хелиографи, при великим висинама Сунца, региструју сувише много, услед већег дејства жежења или сувише велике пропустљивости танких облака, а при малим висинама Сунца сувише мало, услед незнатне осетљивости за дуготаласно зрачење.

Помоћу трајања сунчева сјаја у појединим часовима дана може се непосредно одредити и вероватна облачност за све дневне часове, и ако се не врше никакве процене, а то исто вреди и за поједине месеце. Могла би се, исто тако, вршити и обратна одређивања, тј. помоћу познате величине облачности у неком месецу или годишњем добу, могло би се одредити и вероватно релативно трајање сунчева сјаја, са погрешком од неколико процената. Ако је познато и могуће трајање сунчева сјаја за дотично место, може се одредити и стварно трајање сунчева сјаја у истом месецу или годишњем добу. То је нарочито повољно за тачније уцртавање изохела (линија које везује места са истим трајањем сунчева сјаја) у географске карте за неку државу или цео континенат.

Све поменуто су разлози, што је на овом месту говорено о сунчевом сјају.

Четврта глава

ОБЛИЦИ ПАДАВИНА, ЊИХОВО МЕРЕЊЕ И РАСПОДЕЛА

125. **Општи подаци о падавинама.** — Сви облици кондензоване водене паре у ваздуху, који се на земљиној површини појаве у течном или чврстом стању, зову се падавине, било да се образују непосредно на земљиној површини или појединим предметима на њој, било да долазе из облака. И овде, дакле, постоји слична разлика као између магли, које се образују при земљиној површини, и облака, који се стварају у вишим слојевима атмосфере. У прву групу падавина долазе: роса, слана, иње, поледица; другој групи припадају: киша, снег, крупа, суградица, град, љутина.

Сви ти облици названи су стога падавинама, што наш народ уопште говори да „падају“: пала је роса, пада иње, киша, снег, итд. Стручно им је име хидрометеори (грч. ὕδωρ = вода; μετ-έωρον = издигнуто навише, што настаје на висини). За сваки облик падавина даће се дефиниције, са одговарајућим симболима, које је предложио Бержерон, а Комитет Међународне метеоролошке организације препоручио за општу употребу у метеорологији. Све ове дефиниције биће допуњене неким другим важнијим подацима.

I. Облици падавина при земљиној површини

126. **Роса.** — Када се предмети непосредно изнад земљине површине, који су не само добри зрачиоци, него и лоши проводници топлоте, толико расхладе у току ноћи да им температура спадне испод росне тачке околних, најнижих ваздушних слојева, тада ће се водена пара, при додиру са хладнијим предметима, кондензовати и излучити из ваздуха у виду ситних водених капљица, ако је росна тачка изнад тачке мржњења, тј. виша од 0°C. То је роса. Највећма се оросе траве и лишће ниског жбуња или цвећа, јер врло интензивно зраче из себе топлоту и веома се нагло хладе. Кора на стаблима, стене и разне врсте земаља знатно се мање оросе, јер су бољи проводници топлоте, особито стене.

Роса (△) (рус. *роса*, франц. *rosée*, енгл. *dew*, нем. *Tau*) је дефинисана овако: Водене капи које су се сталожиле углавном на хоризонталне површине, при ведром времену, непосредном кондензацијом водене паре

изоколног ваздуха, који се охладио израчивањем у току ноћи. Јачину образовања росе потпомажу и све околности којима се повећава апсолутна и релативна влажност ваздуха, јер се тада водена пара може кондензовати тим при мањем снижавању температуре, што је ваздух влажнији.

Роса пада најчешће у најхладнијим часовима дана, око зоре, нарочито ако је у току ноћи време потпуно ведро, што појачава израчивање и снижавање температуре. Али, при горе поменутим околностима, росе може бити још у вечерњим часовима, а на местима у хладовини и пре сунчева залаза. Роса се, дакле, првенствено ствара тамо, где месне прилике иду на руку јаком ноћном хлађењу и повећаној садржини воде у тлу. То је остварено у крајевима густе вегетације, јер велика површина биљака, у сравњењу са голим тлом, омогућава јако ноћно хлађење, а влажност тла се знатно повећа водом вегетације. Многобројним испитивањима је утврђено да је, приликом падања росе, доста велики део кондензоване водене паре пореклом из тла или из биљака. Површински слој тла се, у току ведрих ноћи, највећма расхлади на голом земљишту. Ако је тле под вегетацијом, највише се расхладе горњи делови биљака и трава, који су непосредно изложени ваздуху. Пошто, у таквим случајевима, вода испарава из дубљих и топлијих слојева тла (параграф 43а), а исто тако кроз поре лишћа и класја биљака, та водена пара се одмах кондензује на највише охлађеним местима поменутих тела и ороси их.

Падање росе је лети знатно јаче, него у хладнијим месецима; јаче је у влажним, него у сувим и хладним пределима, а најјаче је на тропским острвима и приморјима; ту јутарња роса пада са дрвета или кућних кровова као капање кише, тако да рани пролазник стварно покисне. Просечна висина пале росе у току ноћи износи 0.05 до 0.3 мм на умереном појасу. Оне површине, међутим, које су на неки начин заштићене од слободног израчивања, не могу бити орошене. На исти начин делују и облаци; росе никад нема у облачним ноћима. Поред тога је росе мање и при ветровитом времену, јер и јачи ветар смета слободном израчивању. Напротив, слаби ветрићи потпомажу образовању росе.

Роса је веома важна за вегетацију. У многим сувим крајевима, са веома мало кише, роса даје један део потребне воде за живот биљака. Али, још нема потпуно сигурних мерења о количини воде коју даје роса. За околину Лондона је процењено да годишња количина росе одговара висини воде од 25 до 38 мм, за Минхен је добијена висина од 30 мм, за Хукуоку (Јапан) 11 мм, али за Монпелие тек 8 мм. Другим речима, годишња количина росе, која одговара приближно висини воде од 10 до 30 мм, тек је незнатан део висине воде коју у току године дају падавине из облака. То вреди чак и за тропске крајеве.

Честина росе је, са друге стране, сразмерно врло велика. Београд има, просечно, 150 дана са росом годишње, као што се види из таблице 38 (стр. 229). Роса је најчешћа у летњим месецима, 53.2 дана просечно, најређа зими, 7.4 дана; у јесен је нешто чешћа (47.5 дана), него у пролеће (41.8 дана). У Немачкој (51° до 52° с. ш.) има годишње 100—120 дана са росом, у Јапану 125. Важно је истаћи да роса у Београду није ограничена само на јутро, него је доста честа и у вечерњим часовима, што ће се показати за зимске и летње месеце:

сред. број дана	децембар	јануар	фебруар	јуни	јули	август
јутро	2.9	1.0	1.0	15.4	15.8	16.1
вече	2.0	1.3	0.6	6.8	8.0	9.0

127. **Слана.** — Сви раније поменути чиниоци, који условљавају јаче или слабије таложење росе, имају исти значај и за образовање слане. Разлика је само у томе, што слана пада при температури испод тачке мржњења.

Слана (⌣) (рус. *иней*, фр. *gelée blanche*, енгл. *hoarfrost*, нем. *Reif*) има овакву дефиницију: Танки ледени кристали у облику љушчица, иглица, перја или махалица, сталожени сублимацијом на исти начин као роса. Слана, по томе, није смрзнута роса, као што се раније сматрало, ма да се — у неким случајевима — може прво образовати роса, па постепено прелазити у чврсто стање, ако — при даљем хлађењу ваздуха — температура спадне до испод 0°. Када росна тачка одговара температури око 0°, може истодобно бити слане и росе, према различитој моћи израчивања подлоге. Али је слана већином обилнија, јер је максимални парни притисак изнад леда мањи, него изнад воде, и водена пара се може лакше кондензовати на слани (параграф 91).

Структура слане није строго кристалне природе, ма да је голо око види у таквом изгледу. Показало се да су творевине у облику перја састављене од зрнаца леда, сврстаних у редове, а и међусобно спојених, и тако образују красно перје и подуже ступчиће. Најлепши облици слане, образовани при умереној хладноћи, јесу мале издубене шестостране пирамиде, чији је отвор, сличан левку, окренут навише. Аморфни облици код слане могу се сматрати као изузеци.

На нижим ширинама умереног појаса, као на пр. у Палерму (Сицилија), слана пада само до висине од 2 метра, док на средњим и вишим ширинама ње има и по кровови на висини од 25 метара, као на пр. у северним крајевима Европе.

Честина падања слане се несумњиво повећава са географском ширином. На Сицилији има годишње око 5 дана са сланом, у Београду око 45 дана (таблица 38), у северном делу Средње Европе око 60 дана годишње. Поред тога, падање слане је ограничено на хладније месеце. У Београду је има од октобра до маја (прва декада). Најзад, и слана пада не само изјутра, него и вечером, а кадикад траје целог дана. Слана у зимским месецима има у Београду оволику честину:

сред. број дана	децембар	јануар	фебруар
јутро	8.9	9.6	7.2
вече	3.5	3.6	3.4

Када је, увече, температура приземног ваздушног слоја изнад 0°, падне, уместо слане, чешће роса.

128. **Иње.** — Под ињем се подразумевају сићушни, храпави и слани слични облици, који се, при магловитом и оштром времену, нахватају

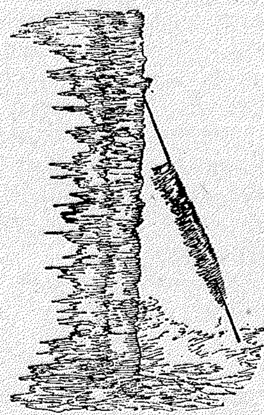
по гранама листопадних дрвета и четинара, на свима угловима и ивицама истакнутих тела, у току целог дана, али их је мало, на водоравним површинама. По свему изгледа да су и за образовање ињa нарочито погодни они делови тела који се највећма охладе, и да сва та тела имају доста нижу температуру од 0°. Проводљивост топлоте нема, при томе, никаква значаја, јер иње пада исто тако на дрвета, као и на гвоздене предмете.

Иње се јавља у два различита облика и има различите дефиниције.

1) Иње (V) (рус. *изморозь*, фр. *givre mou*, енгл. *soft rime*, нем. *Rauhreif*): Бели слојеви ледених кристала, сличних слани, сталожени претежно на вертикалним површинама, особито на угловима и ивицама предмета, обично при прехлађеној магли или сумаглици. Иње се, на страни према ветру, може нагомилати у моћним слојевима. Овај процес би могао бити сличан образовању крупе.

Честице магле могу остајати у течном стању и ако су прехлађене до —10° и више, али чим се додирну са каквим чврстим телом, нарочито ледом, сместа се замрзну у провидне творевине без кристалне природе. Слабији ветар носи собом и ове честице магле, сићушне капи; кад оне наиђу на гране, стабла, стубове, итд., на њима се нахватају, и то највише на странама које су окренуте ветру (слика 57). Ако је ваздушна температура веома ниска, прехлађене водене капи могу, при додиру са још хладнијим телом, прећи непосредно у чврсто стање, дакле да настане сублимација; у таквом случају је иње кристаласто, већином у облицима шестоугаоног система, слично снежним пахуљицама. За образовање ињa је важна и чињеница, као и за слану, што је максимални парни притисак изнад леда мањи, него изнад воде. Стога ће иње падати баш на она места, која су већ раније била под нагомиланим ињем.

2) Тврдо иње (**V**) (рус. *твердый налет, ожеледь*, фр. *givre dur*, енгл. *hard rime*, нем. *Rauhfrost*): Непровидне, зрнасте, снегу или леду сличне масе, које се таложе при сумаглици и температури испод 0°C на исти начин као иње. Тога ради имају компактнију и аморфнију структуру од обичног ињa, сличну оној суградице.



Слика 57. — Иње на телеграфском стубу

Иње се разликује од слане прво у томе, што слане може бити у свима климатским областима, са изузетком тропских низија, док је распрострањење ињa ограничено на хладније климатске области, дакле више ширине умереног појаса у зимској половини године и на поларне крајеве у току целе године. Друга је разлика у условима њихова постанка. Слана се, наиме, ствара у хладнијим часовима дана, при ведром и тихом времену са слабим ветрићима, погодним условима за јако израчивање, док се иње таложи при мутном, влажном времену, нарочито при магли, у току целога дана, а нахвата се претежно на оној страни грана и других тела, која је окренута ветру.

Иње пада, по правилу, после периода јаког мраза, као претеча блажег времена.

Треба споменути чињеницу да падање ињa није увек у вези са магловитим временом. Било је случајева да је иње падало при ведром или слабо наоблаченом времену, али са температуром приземног ваздуха од —10° до —20°.

Иње се кадикад сталожи у толикој мери да се, под његовим теретом, ломе гране, прекидају телеграфске жице итд. Количина ињa која падне на млада, 5 до 7 метара висока дрвета у области Курска (око 52° сев. шир.) у току једног дана чешће одговара терету од 4 кг, па и више.

Таблица 38. — Честина приземних падавина у Београду (период 1921—1945), изражена у просечном броју дана

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
роса	1.9	1.5	6.2	15.8	19.8	17.1	17.7	18.4	18.9	18.0	10.6	4.0	149.9
слана	10.1	10.8	6.9	1.4	0.1	—	—	—	—	1.8	5.2	8.4	44.7
иње	2.8	1.1	0.4	—	—	—	—	—	—	—	0.5	1.9	6.7
поледица	1.6	0.8	0.3	—	—	—	—	—	—	—	0.0	1.8	4.5

Нарочито много ињa пада на средњим планинама, које су сразмерно блиске мору, а доста га је мање у Алпима. Међу прве спадају метеоролошке опсерваторије на Бен Невису (1343 м; Шкотска), Брокену (1145 м; план. Харц), Снешки (1620 м; Крконоше) и Бјелашници (2067 м). На другом и трећем месту су мерене дебљине сталоженог ињa на стубу за ветроказ, по којима излази да је, просечно, месечна дебљина нахватаног ињa од новембра до марта 276 до 423 цм или, у средњу руку, 350 цм. Падање ињa у тим крајевима траје, понекад, седмицама, са максимумом 1908 од 26 јануара до 21 марта, дакле пуних 56 дана. Најјаче падање ињa у току од 24 часа одговарало је дебљини од 78 цм, тако да је у току једног часа пало, просечно, 32.5 мм ињa. Јеле су на тим висинама потпуно покривене ињем и добијају врло чудновате облике.

Честина ињa је, међутим, у нижим крајевима знатно мања од честине слане. Тако, на пример, Потсдам и Београд (таблица 38) имају годишње око 7 дана са ињем, око 6.5 пута мање од броја дана са сланом. Поред тога је иње ограничено и на мањи број месеца, од новембра до марта. Брокен и Снежка имају кудикамо чешће иња, око 140 дана годишње, чак и у топлијим месецима. На висини око 900 м честина ињa је око 90 дана, а на висини од 550 м око 70 дана годишње. Све ово сведочи да се честина ињa са висином повећава.

129. **Поледица.** — Последњи облик приземних падавина је поледица, које има само у хладним месецима, као што јој казује и име.

Поледица (∽) (рус. *гололед*, фр. *verglas*, енгл. *glazed frost*, нем. *Glatteis*): Прилично хомогена и провидна превлака леда, која се сталожила при прехлађеној киши или сипљењу (измаглици), како на хоризонталним, тако и на вертикалним површинама. Поледица настаје на два сасвим различита начина.

Јака поледица настаје у свима случајевима када су кишне капљице, које падну на земљину површину или на разна тела изнад ње, прехлађене, тј. испод тачке мржњења, и тада се — додиром са чврстим телима —

одмах замрзну. Особито јака је, и дуже се може одржати, ако је и температура ових чврстих тела испод тачке мржњења. Али треба упозорити да то није неопходни услов за образовање поледице из прехлађене кише. Готово при трећини свих поледица у Потсдаму је температура површине тла била нешто виша од 0°C.

Други начин поледице настаје у овим случајевима: 1) ако се, после дуготрајног јаког мраза, догоди преокрет времена, при коме падне обична киша на још замрзнуто тле и ту се следи; 2) ако, после дуготрајног и јаког мраза, дође до преокрета времена и измаглица сталожи на још замрзнуту земљину површину своје сићушне капљице, које се сместа следе; 3) ако се, после мраза, појави изненадан преокрет времена, при коме топао и влажан ветар дува изнад још охлађеног тла и водена пара се на њему кондензује, а затим замрзне. Превлака леда је у свима овим случајевима сасвим танка и не траје дуго. Али је разлика између првог и другог у томе, што се при првом може нахватати ледена корица (инкрустација) око грана, жбуња, телеграфских жица, итд., док се код другог, па и трећег случаја, поледица образује готово искључиво на тлу.

При упоређивању појаве поледице у Потсдаму са околним местима се утврдило да је, најчешће, ограничена само на једно место, да је дакле више локалне природе. Ипак се поледица, кадикад, распространи веома далеко, са великим интензитетом; такав је случај био при знаменитој поледици од 22—23 јануара 1879 у северозападној Француској, између долине Сене—Марне и Лоаре, скоро на четвртини француске територије. Прехлађена киша, која је у Вандому падала око 30 часова, са висином од 32 мм, образовала је на равним или испупченим површинама тела слој поледице бар од 25 мм дебљине. Телеграфске жице, гране дрвета, па и цела дрвета поломили су се под тежином овог леда. Још јача је поледица била у околини Париза. Телеграфске жице су биле обмотане корицом леда од 38 мм у пречнику. Дрвета са обимом до 220 цм (пречник 70 цм) била су поломљена, а друга су — под теретом леда — толико била полегла да су им врхови додиривали земљу.

Поледица је, обично, још ређа од иња. По подацима Потсдама и Београда (таблица 38) поледице има годишње 3 до 5 дана у средњу руку, али је ограничена на исте месеце као и појава иња. У неким годинама је, међутим, знатно чешћа од просечне честине. Тако је у Београду, 1932 и 1933 год. било 16 дана са поледицом, а 1942 17 дана. Поледица је те године стално трајала 9 дана, од 8 до 16 фебруара.

II. Облици падавина из облака

130. **Синоптичко-физички типови падавина.** — J. Бјеркнес и Солберг су покушали да поставе класификацију падавина из облака према њиховом постанку, на основу новијих назора о физичком и динамичком саставу барометарских депресија на умереним ширинама (параграф 213—214). Те падавине су подељене у три следећа типа:

1) Хидрометеори на површини узлазних кретања ваздуха, који обично падају прилично равномерно и дуготрајно из непрекидног облачног покривача, нимбостратуса и алтостратуса. Њихови главни облици су

киша са капима средње величине и снег у виду пахуљица одн. шестокраких звездица. У прелазним годишњим добима, или при југовини, нису ретки суснежица или влажан снег који се брзо топи.

2) Хидрометеори колоидно стабилних ваздушних маса, који сипе из непрекидног, густог и ниског стратуса. То су падавине веома ситних капљица измаглице, које изгледа да лебде у ваздуху и да учествују у његовим најслабијим кретањима. Чврсти облици сипљења су досад тек нешто испитани. Ситна ледена зрна, ситна крупа и ледене иглице могу падати, у незнатним количинама, из стратуса, стратокумулуса и алтокумулуса.

3) Хидрометеори колоидно нестабилних ваздушних маса, који падају из тамних и претећих облака, големих кумулонимбуса, у виду пљускова (симбол ▽). Те падавине се одликују краткотрајним, али чешћим лучењем, са наглим променама јачине. Главни облици ових падавина су такође киша и снег, али по правилу са много већим капима и знатно крупнијим пахуљицама. Пљусковитим падавинама припада увек град, а најчешће крупа и сух градица, донекле и суснежица. Лети је, на копну, добро познато образовање кумулонимбуса при тихом и јако топлом времену, са узастопним, мање или више трајним пљусковима кише, који су често праћени непогодом и градом.

131. **Киша.** — Киша је најчешћи и најраспрострањенији облик падавина на земљиној површини, те о њој треба дати више података.

Киша се образује када настане нагла кондензација водене паре у узлазној ваздушној струји, при температурама које нису много испод тачке мржњења. Ако се снег образује на доста великој висини, а температура ваздушних слојева изнад земљине површине ако је неколико степена изнад 0°, он ће се отопити пре него што падне до земљине површине, и ту ће се појавити у виду кише. Знатна количина кише која, на средњим ширинама, падне на земљину површину, пореклом је од снега.

Лебдеће водене капи прелазе у падајуће кишне капи отприлике кад им се пречник повећа до 0.12 мм (параграф 103 и 110). Огледима је, поред тога, утврђено да највеће кишне капи не могу бити теже од 0.2 г, што одговара пречнику око 7 мм; веће се капи, при своме падању, распадну у ситније капи са максималном тежином од 0.2 г. Брзина падања кишних капи се повећава са повећавањем њиховог пречника; при пречнику од 0.2 мм износи 0.8 м/сек, при 1 мм 3.9 м/сек, при 2 мм 5.8 м/сек, али највећу вредност крајње брзине падања од 8 м/сек достигне при величини пречника од 5 мм. Веће се капи спљоште при своме падању, чиме се отпор ваздуха повећа, а брзина падања кишних капи се смањи. Стога је узлазна ваздушна струја са брзином од 8 м/сек кадра да одржи у лебдењу и највеће кишне капи.

Према овоме је јасно да кишне капи морају бити тим веће, што је јаче узлазно кретање ваздуха, јер иначе не би могле падати. Али, кад изађу из облака, кишне капи стварно падају кроз ваздух незасићен паром. Осим тога, оне падају кроз све гушћи ваздух, одговарајући све већем притиску, услед чега се загревају и почну испаравати, али им се падање, уједно, успори. Киша ће стога моћи већ да пада испод облака, али је још неће бити у приземним ваздушним слојевима. Тек када се ваздух до земљине површине толико засити воденом паром, да се испаравање знатно смањи, киша ће пасти на земљину површину.

Маршан је својим проучавањима у северним Пиренејима утврдио да се кишне капи луче из облака тек ако имају дебљину од 700 м. Тада почиње да сипи, а кад облаци постану још дебљи, пада из њих и киша. Ова ће увек падати, ако је облак дебљи од 1500 метара. По овоме се види да има ситније и крупније кише, па по томе има за њу и разне дефиниције.

1) Сипљење (ситна киша, измаглица) (❟) (рус. *морось*, фр. *bruine*, енгл. *drizzle*, нем. *Nieseln*): Прилично равномерна падавина, састављена искључиво од веома многобројних мајушних водених капи у течном стању (пречник мањи од 0.5 мм) које, изгледа, скоро лебде у ваздуху и при томе чине видљивим најслабије кретање ваздуха. Оваква киша пада из ниског, прилично једноставног и густог стратусног слоја, који може допирати чак и до земље (магла). Сипљење може, понекад, дати знатне количине воде (до 1 мм на час), нарочито крај морске обале и на планини.

2) Киша (●) (рус. *дождь*, фр. *pluie*, енгл. *rain*, нем. *Regen*): Падавина било од водених капи (у течном стању), које су веће од капи сипљења, тј. са већим пречником од 0.5 мм, и падају кроз миран ваздух брзином од 3 м/сек, било од капи које нису веће, али су знатно малобројније од капи сипљења. Прве капи из приближујућег покривача алтостратус-нимбостратуса могу све имати мањи пречник од 0.5 мм; али се оне тада разликују од сипљења по томе, што нису многобројне и по облацима из којих падају.

Кишница, по своме саставу, никад не одговара хемиски чистој води. Чим киша почне падати, она понесе собом сву нечистоћу из ваздуха, нарочито при почетку падања. Стога се у кишници обично налази много честица прашине и чађи. Према саставу ових честица, киша или снег добијају нарочиту боју. Та обојеност долази од сићушних алга (морских трава), цветног праха пренашаног ветром, вулканског пепела, прашине из Сахаре, итд. Крвава или црвена киша пада када се у ваздуху налазило доста честица гвожђа и хрома. Много је важнија, од ових случајних придодатака, мања или већа стална садржина нитрата, амонијака, азотасте киселине, шалитрене киселине и неких других хемиских једињења у кишници. По анализама кишнице у Монсуриу (Париз) утврђено је да литра кишнице садржи, просечно, 2 мг азота у виду амонијака и 0.7 мг у виду азотасте киселине. Изгледа да је њихово присуство у кишним капима потпомогнуто електричним пражњењима у ваздуху, не само њиховим чулним облицима, муњом и громом, него и иначе, јер је кишница зими богатија нитратима, него лети. Такав састав кишнице необично је важан за вегетацију, као природно гнојиво, које знатно утиче на њен развитак.

Мерења температуре кишнице су показала да је блиска температури околног ваздуха, али просечно за 1.5° нижа, а много нижа је при кишама које ветрови доносе са северног квандранта. Кишница је исто толико хладнија од околног ваздуха и на океанским површинама у полутарском појасу. То се може протумачити наглим падањем капљица, које се не могу брзо прилагодити температури околног, све топлијег ваздуха, што су ближе земљиној површини. Тиме се, такође, објашњава зашто, после летњих киша, увек захлади, особито после јаких пљускова, када им је

температура још нижа. То ће се показати на примеру. У Београду је, 31 маја 1946, целог дана владао слаб југоисточни ветар. Температура је у 16 часова била 27.6°, а до 17ч20м спала је до 23.0°. Од 17ч20м па све до 18ч 30м падала је јака киша са висином од 9.5 мм, а температура се до краја падања кише смањила до 15.5°, дакле за 7.5° од почетка кише.

Потребно је на овом месту споменути да киша од 1 мм висине даје 100.000 кубних центиметара воде на површину квадратног декаметра, или 1 кг воде на квадратни метар, а 1000 метарских тона на квадратни километар. Енергија са којом располажу кондензованих 100.000 кубних центиметара воде из ваздуха износи $2{,}5 \times 10^{15}$ ерга = 70 киловат/часова = 93 коњске снаге. Најзад, потенцијална енергија 1 тоне кише или града, на нивоу од 1000 геодинамичких метара, износи 10^{14} ерга или 10^{7} џаула (сер Непеор Шо).

132. **Снег.** — Снег је, после кише, најчешћи и најраспрострањенији облик падавина; он је готово искључиви облик у оним крајевима, у којима је температура целе године испод 0°, а на умереним ширинама преовлађује зими.

Када се водена пара у атмосфери кондензује при температури испод тачке мржњења, одмах прелази у чврсто стање, путем сублимације; ако је кондензација спора и постепена, лед добија мање или више правилне кристалне облике, једноставне или сложене, а од њих је снег састављен.

Ова се падавина јавља у два различита вида, према разлици у температури, при којој почиње кондензација водене паре. Они су дефинисани овако:

1) Снег (✻) (рус. *снег*, фр. *neige*, енгл. *snow*, нем. *Schnee*) има овакву дефиницију: Падавина у чврстом стању, углавному виду разгранатих шестоугаоних кристала, „звездица", често помешаних са простим леденим кристалима (в. ниже). Кристали су, при вишој температури од —10°C, обично спојени у виду пахуљица, помоћу водене превлаке („покожице") или капљице магле.

2) Љутина (ледене иглице) (↔) (рус. *ледяные иглы*, фр. *aiguilles de glace*, енгл. *ice needles*, нем. *Eisnadeln*): Врло мали, неразgranати ледени кристали у виду плочица или штапића, често тако мали да изгледа као да лебде у ваздуху. Примећују се нарочито када светлуцају при сунчевом сјају, а тада могу изазвати и светлосни стуб или друге појаве халоа. Љутина се јавља при стабилном времену, већином при великој хладноћи у поларној или изразито континенталној зими, или у високим слојевима атмосфере, као „дијамантска прашина".

Када киша и снег падају истовремено, дакле при суснежици (рус. *дождь со снегом*, *мокрый снег;* фр. *neige et pluie mêlées*, енгл. *sleet*, нем. *Regen und Schnee*), треба употребити симбол ●✻. Када знатан број неразгранатих троугластих или игличастих ледених кристала пада заједно са шестоугаоним и разгранатим кристалима треба употребити симбол ↔✻.

Да би се образовање ледених кристала могло боље схватити, треба опет потсетити на ову чињеницу: Ако је ваздух у односу према равној површини воде засићен воденом паром, постојаће у односу према леду пресићеност (параграф 91, 107). То показују следеће две таблице од А. Вегенера.

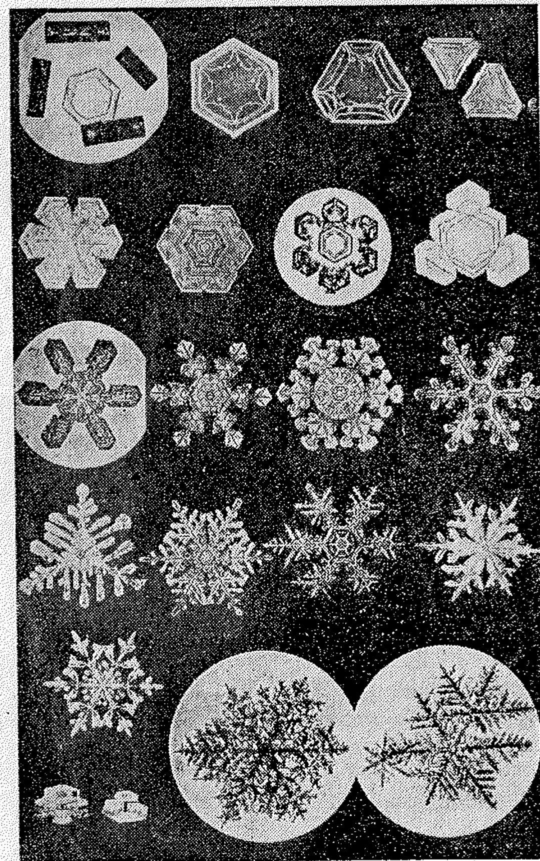
У облаку од ледених кристала, где је ваздух засићен воденом паром у односу према леду, дакле је стално U = 100%, релативна влажност је у односу према води (в. таблица 27 и 27а, стр. 160):

температура	0°	— 10°	— 20°	— 30°	— 40°
рел. влажност	100	91	82	74	67 %

Напротив, у облаку од прехлађених водених капи, где је ваздух засићен воденом паром у односу према води, где је стално U = 100%, релативна влажност је у односу према леду:

температура	0°	— 10°	— 20°	— 30°	— 40°
рел. влажност	100	110	121	134	147 %

По овоме се види да мерење влажности у неком леденом облаку може показати сразмерно малу релативну влажност, дакле постојање сразмерно сувог ваздуха, а да ваздух може ипак бити засићен за ледене кристале, или обратно. Ако у облаку има истовремено водених капи и ледених кристала, ваздух може бити незасићен за капи, и оне ће испаравати, док је за кристале пресићен, и ови ће се повећавати. Ако је парни притисак ваздуха доста близак максималном парном притиску изнад леда (параграф 91) образују се потпуни кристали, које показује први ред у слици 58. Кондензација се, при јачој пресићености ваздуха, наставља и даље на угловима потпуних кристала, и тако настају красни кристални скелети шестокраких звездица (слика 58, облици у трећем реду). Ако се пресићеност повећа још јаче, тако да релативна влажност и за воду износи 100%, разграњавање кристала се не развија само у главној равни симетрије, већ и у правцу осталих оса (слике у четвртом и, нарочито, петом реду). То су већ *сферокристали*. Ретко је снежни кристал троугласт или трокрак (слика четврти ред лево).



Слика 58. — Разни облици снежних кристала (по Пернтеру), увеличани 5 до 20 пута

Леман је у своме делу „Молекуларна физика" изнео да је образовање скелета општа особина код свих тела која се кристалишу, а који су услови за то утврдио је микроскопским испитивањем разних материја. При томе се показало да су шестоугаони кристали јодоформа и у појединостима слични облицима снежних звездица.

Праве снежне пахуљице састављене су од неколико овлаш спојених кристалних звездица. Величина им се знатно мења, али ретко кад имају већи пречник од 3 до 4 цм; просечни пречник је око 2.5 мм. Један од најкрупнијих снегова пао је 4 децембра 1892 у Хемници (Чешка), када су неке овлаш повезане пахуљице имале пречник од 8 до 12 цм. На величину пахуљица утиче и температура; оне су мање при нижим температурама. Крупне пахуљице се образују само ако кондензација водене паре настаје при температури од неколико степена испод нуле. Изгледа да је температура од —20° значајна, јер при нижим температурама од ове преовлађују ледене иглице (љутине) призматичких облика (слика 58, први ред лево) и плочице.

Снег пада, према досадашњим посматрањима, при температурама између —40° и 10°, али је на умереним ширинама најчешћи при температурама око тачке мржњења, од —2° до 2°. Његово падање кроз ваздух је, међутим, много спорије од падања кишних капи, из разлога што су пахуљице знатно лакше. Код малих пахуљица, са пречником од 0.6 цм, брзина пада је око 1.1 м/сек, а код оних са пречником од 2 цм повећа се отприлике на 1.8 м/сек.

За практичне потребе је важно питање, колико воде даје одређен слој палог снега. Густина снега је, према околностима, 0.1 до 0.08, тј. 10 до 12.5 пута мања од густине воде. Што је снег растреситији, што је у њему више ваздуха, тим му је мања густина, а горе наведене вредности вреде за свеж снег. По томе би, рецимо, дебљина снега од 19 цм дала слој воде са висином од 1.9 (= 19×0.1) до 1.52 цм (= 19×0.08). Снег који дуже лежи постепено се слеже, и густина му се повећава.

133. **Крупа и суградица.** — Ове су падавине састављене од чврстих зрна, али се према унутрашњој грађи и величини јављају у три облика, као што се види из њихових дефиниција.

1) Ситна крупа (зрнаст снег) (△) (фр. *neige en grains*, енгл. *granular snow*, нем. *Griesel*): Бела непрозрачна зрнца, која по грађи потсећају на снег и личе на крупу, али су мање више пљосната или дугуљаста облика и углавном мањег пречника од 1 мм (бар у неким правцима), тако да не отскачу приметно, нити се разломе када падну на тврду подлогу. Падају у врло малим количинама, никад у пљусковима, а најчешће из стратуса или магле. Ова је падавина већином састављена од ледених иглица или од снежних кристала, који су — при пролазу кроз прехлађену маглу — добили превлаку налик на иње.

2) Крупа (⁎) (рус. *крупа*, фр. *neige roulée*, енгл. *soft hail*, нем. *Reifgraupeln*): Бела непрозрачна зрна, снегу сличне грађе, округла, а ретко купаста облика, око 2 до 5 мм у пречнику у свима правцима; трошна су и лако се гњече, отскачу кад падну на тврду подлогу и при томе се распадају. Крупа пада поглавито при температурама око тачке мржњења и то већином на копну, често пре снега или заједно са њим. Најчешће пада у кратким пљусковима при пролетњим непогодама. На високим планинама обично је пратилац летњих непогода.

3) Суградица (△) (рус. *ледяная крупа*, фр. *grésil*, енгл. *small hail*, нем. *Frostgraupeln*): Полупровидна зрна слеђене воде, округла или, ретко, купаста облика, око 2 до 5 мм у пречнику; састављена су углавном од зрна крупе, као језгра, која су превучена врло танким слојем леда, услед чега имају „гле-

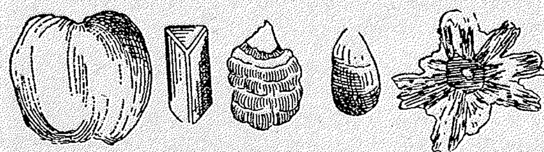
ђосан“ изглед. Не гњече се лако и нису трошна, те не отскачу и не распадају се кад падну на тврду подлогу. Зрна суградице су мокра, јер већином падају при температури изнад тачке мржњења, и често заједно са кишом; обично падају из кумулонимбуса.

Крупа и суградица су код нас доста ретке падавине; у Београду их је просечно 2 до 3 дана годишње. Падају од новембра до априла, највише од децембра до марта; чешће су праћене снегом или кишом.

134. **Град (туча, лед).** — Од зрна суградице има постепених прелаза до најчвршћег и најкрупнијег облика падавина, града, који је нарочито чест на нижим географским ширинама. Град је од огромног значаја и за практичан живот, јер је познато да од њега знатно страдају житарице, воћњаци и винова лоза, ма да му је падање ограничено на сразмерно незнатну површину.

Град (▲) (рус. *град*, фр. *grêle*, енгл. *hail*, нем. *Hagel*) има овакву дефиницију: Ледене лопте или ледени грумени, чији се пречник мења од 5 до 50 мм или чак и више; падају или одвојено или спојено у веће неправилно комађе. Они су или потпуно провидни, или су наизменце састављени из провидних и мутних, снегу сличних слојева, при чему су провидни слојеви дебели бар један милиметар. Град пада готово искључиво при јаком или дуготрајном невремену са грмљавином, али никад при температурама испод тачке мржњења.

Зрна града су већином мутне, млечне боје, ретко кад потпуно провидна, као што је хомогено комађе леда исте величине. Најчешће имају мутно језгро, зрно суградице или снежне пахуљице, око кога су наслагане мање више концентричне, чвршће и мекше, светлије и мутније превлаке танког леда, са местимичним шупљинама, у којима има ваздуха. То је карактеристичан и најчешћи облик, који уједно указује и на начин постанка (слика 59, трећи и четврти облик). Поред крушкастих, јајастих и јабучастих (леви цртеж) облика, зрна града су понекад безоблична, а у појединим случајевима кристална (облик 2) или кристаласта (облик 5), донекле слична снежним кристалима. Међутим су при граду у Рисанском Заливу од 23 септембра 1937 падали, поред обичних облика, и као копље оштри, 10 до 15 цм дугачки комади леда, састављени по неколико заједно, тако да су баш ови учинили највише штете.



Слика 59. — Облици зрна града

Величина града је особито променљива. Најчешћа зрна су мања од лешника, али су кадикад и већа, као голубија, па и кокошија јаја. Крупнији су грумени у тропским крајевима, од величине грашка до величине лимуна. Зрна од 500 грамова доста су ретко падала, а сасвим изузимно су тежила 1 килограм. Променљиво је и трајање града; оно је већином кратко, најчешће од десетак минута, а у изнимним случајевима траје 20 до 30 минута.

Неколико података треба дати и о највећој честини града, бар у Средњој Европи. Град је, у дневном периоду, најчешћи у најтоплијим часовима дана, од 12 до 20 часова, са 78% од ових случајева његова падања. На часове од 14 до 18 долази 50% од свих случајева. У годишњем периоду град има опет највећу честину у топлим месецима, од маја до августа, са 82% од свих случајева у току године.

На основу досадашњих излагања могла би се поставити два оправдана питања: 1) зашто град пада најчешће у најтоплијим часовима топлих месеца, и 2) на који се начин могу образовати у облацима онолико крупна зрна леда, која падну при јаком граду? На то ће се одговорити у последњем делу метеорологије, код питања о невремену или непогоди (параграф 238, 240).

135. **Слеђена киша.** — Слеђена киша је ређи облик падавине из облака, али се јавља у три различите врсте. Прва од њих је овако дефинисана:

Слеђена киша (ледена зрна) (△) (рус. *ледяной дождь*, фр. *grains de glace*, енгл. *grains of ice*, нем. *Eiskörnchen*): Тврда ледена зрнца, провидна или прозрачна, округла или неправилна облика, са пречником око 1 до 4 мм; отскачу кад падну на тврду подлогу. Ледена зрна се образују само ако се кишне капљице слеђују при пролазу кроз неки приземни слој ваздуха, у коме је температура испод 0°C. У таквим случајевима мора постојати у ваздуху јака инверзија температуре (параграф 45а, 61, 66), као што је утврђено и аеролошким подацима о вертикалној расподели температуре.

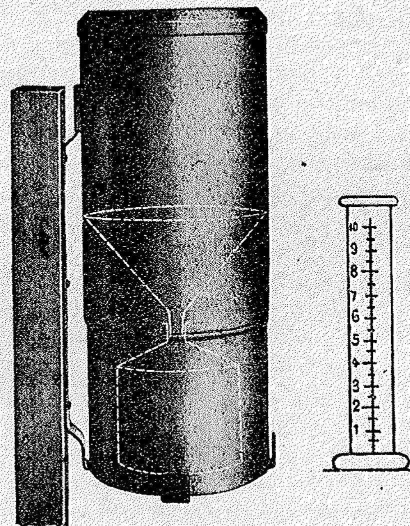
Друга се врста разликује од прве по томе, што тада — при другим истим условима — падају ситни, пљоснати, рогљасти и шиљасти комадићи леда, а не ледена зрна.

Трећа је врста, по своме постанку, слична првом начину образовања поледице. Наиме, јако прехлађене кишне капи се, при додиру са земљином површином, следе и покрију провидним и равномерним слојем леда горње површине свих слободно изложених предмета. Прехлађене водене капи су, међутим, делом у течном, делом у чврстом стању, јер слеђивање на предметима није једнолико, него квргаво. У таквим случајевима слеђене кише могу се предмети јако оптеретити ледом. То оптерећење је тим веће, што су дрвета и грмови више заоденути лишћем. Тако су у Будимпешти, 6 марта 1915, истодобно падале прехлађене кишне капи са комадићима леда, који су снажно ударали на земљину површину. Терет леда на гранчицама и разним биљкама био је 6 до 33 пута већи од њихове тежине. Другом приликом је један струк траве носио на себи 800 пута више леда од своје сопствене тежине.

III. Мерење падавина из облака и њихово прорачунавање

136. **Кишомер.** — Мерење падавина, било у течном или чврстом стању, врши се на тај начин, што се одреди колико је висок слој воде који у току целог дана падне као киша или који чврст облик, отопљен у воду, на водоравну површину. Чврсти облици падавина се, у томе циљу, морају претходно отопити.

За сва ова мерења служи к и ш о м е р (плувиометар, омброметар или хиетометар; по лат. или грч. имену кише). То је обличаст лимени суд са отвором од 200 цм² (пречник око 16 цм), чија је горња ивица направљена од купасто зашиљеног месинганог обруча, да би киша лакше упадала у кишомер (слика 60 лево). Горњи део кишомера, т.зв. суд за хватање, при дну је сужен лиманим левком. Кишница се, кроз њега, слива у кантицу, која је постављена у доњем делу кишомера, у т.зв. суду за скупљање. Кантица се једанпут дневно, увек у 7 часова, по потреби и чешће, вади из кишомера, да би се измерила висина пале воде. Топљење чврстих падавина обавља се на тај начин, што се — у време мерења — цео кишомер унесе у незагрејан простор, па се чека да се истопи, а тада се изврши мерење, као што се то ради и са кишом. Дотле се, наместо скинутог, постави други, резервни кишомер, и ту се остави до следећег мерења.



Слика 60. — Кишомер по Хелману са мензуром

За мерење висине пале воде служи с т а к л о з а м е р е њ е или с т а к л е н а м е н з у р а (од лат. mensura = мера) (слика 60 десно). То је око 3 мм дебела стаклена цев, свугде исте ширине, али је њен отвор 10 до 20 пута мањи од отвора на кишомеру; одговара — дакле — површини од 20 до 10 цм². Ако је отвор мензуре 10 цм², то значи да једном милиметру пале кише у кишомер одговара висина од 2 цм у мензури. Тако се могу одредити са сигурношћу и десетине милиметра, а са десетинама се мора увек рачунати при одређењима висине падавина. То је одређивање сасвим лако, јер су на мензури урезане и десетине милиметра.

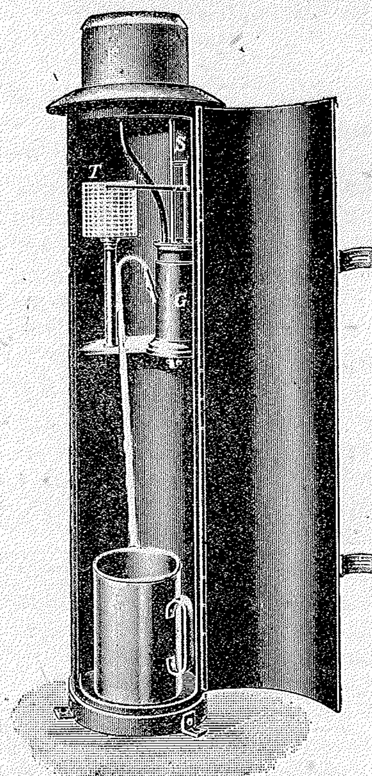
По овоме излагању се види да се падавине мере по в и с и н и п а л е в о д е. У свакодневном говору се, међутим, висина падавина и количина падавина узимају чешће као истоветне величине, и изражавају се у милиметрима, а то се не сме чинити. Јер, висини падавине од 1 мм на квадратни метар површине одговара запремина од једне литре воде, на један хектар површине одговара запремина од 10.000 литара воде (= 10 м³), на један квадратни километар, запремина од милион литара воде. Ипак, када се говори о к о л и ч и н и падавина увек се мисли на в и с и н у одговарајућег слоја воде.

При постављању кишомера се мора обратити пажња да не дође сувише близу високих зграда, дрвета или других предмета, који би сметали да сва количина падавина уђе слободно у кишомер. Овај мора, тога ради, бити бар толико удаљен од тих разних предмета, колико су они високи. Поред тога, кишомер се увек обеси на дрвени стуб, око 1 до 1.5 м изнад земљине површине, и то тако да је горња површина суда за хватање око

10 цм изнад врха стуба. Све то је потребно да би у кишомер ушла само она количина кише или снега, која стварно пада из облака.

За мерење падавина у ненастањеним планинским крајевима употребљују се т.зв. т о т а л и з а т о р и или с к у п љ а ч и (по систему М у ж е н а). Они су заштићени од ветра Ниферовим заштитним левком, чији је доњи део причвршћен на суду за хватање, а шири отвор окружује горњу ивицу кишомера на истој висини. Заштитни левак се употребљује и у другим крајевима, где дувају стално јаки ветрови. У унутрашњости тотализатора налази се раствор калциум хлорида, да би се упали снег топио без вештачког загревања, а уље вазелина покрива снежаницу (отопљени снег) од горе, да би је заштитио од испаравања. Тотализатор се не мора надгледати неколико месеца, па и целу годину, јер може примити у себе слој воде од готово 4000 мм висине. Ипак је боље да се мерење врши што чешће, како би се могао, бар приближно, одредити годишњи ток падавина. При мерењу се измери тежина пале воде; помоћу ове се одреди запремина воде, а помоћу површине отвора на тотализатору и одговарајућа висина воденог стуба.

Инструменти за стално бележење падавина почивају на разним принципима, најчешће на принципу пловка. Код нас се обично употребљује п л у в и о г р а ф п о Х е л м а н у. У њему падавина пролази кроз повијену металну цев у обличаст месингани суд G са пловком, на чијој је оси S причвршћен крак полуге са писаћим пером (слика 61). На тај се начин кретање пловка преноси на траку за регистровање, која је обмотана око обима ваљка са часовним механизмом T. Положај пловка је, малом количином воде у суду G, удешен тако да перо на траци бележи хоризонталну линију и то по нултој линији на подели, све док нема падавина. Чим у суд G почне улазити кишница, пловак се диже, а тиме и перо. Кад оно дође до горњег краја поделе, са ознаком од 10 мм, испразни се пала количина кише од 200 цм³ из суда G, отиче кроз стаклену натегу (лево од суда G), и улије се у кантицу при дну плувиографа. Тако се, ради проверавања регистровања, може накнадно премерити целокупна висина пале кише. Када се суд G на тај начин испразни, перо се одмах спусти управно надоле до нулте линије, и почне понова уписивати, ако би и даље кишило (в. слику 62).



Слика 61. — Плувиограф по Хелману

Како изгледа стварно регистровање падавина на плувиографским тракама (плувиограмима) показује слика 62. Водоравне линије у њој (од 10ч30—12ч7, 12ч42—14ч41,

17ч40 и даље) значе да није било падавина. — Тачност у мерењу висине кише зависи искључиво од величине суда G. Колико је пута његов пресек мањи од површине отвора на кишомеру, толико пута мора један милиметар висине кише бити већи од стварног линиског милиметра. Та сразмера је, у овом случају, 7,8 : 1. Другим речима, висини кише од једног милиметра одговара на траци висина од 7,8 мм.

Слика 62. — Бележење пале висине кише на плувиограму

137. **Прорачунавања код падавина на истом месту.** — Подаци о извршеним мерењима падавина обрађују се у првом реду прорачунавањем месечне и годишње висине падавина и броја дана са падавинама. Поред тога се, обично, додаје и највећа дневна висина падавина за сваки месец и годину. Као дан са падавинама узима се онај у коме је пало бар 0.1 мм кише или којег другог облика.

Помоћу дневних висина падавина у сваком месецу одређује се месечна и годишња висина кише, а не средња вредност за дотични месец или годину, као што је случај код прорачунавања месечне или годишње температуре и неких других метеоролошких елемената. По томе, месечне и годишње вредности код падавина одговарају стварним величинама, а рачунски производи су само вредности дугогодишњих средњих месечних и годишњих висина падавина.

За практичне потребе је од велике важности честина (или фреквенција) падавина, под којом се подразумева број дана са мерљивом висином падавина, тј. бар од 0.1 мм, у одређеном месецу. То се обично зове број дана са мерљивом висином кише или број кишних дана, јер се све падавине мере као пала вода.

Помоћу последњих вредности се одређује интензитет или густина кише за неки месец, годишње доба или годину, и то дељењем висине падавина са бројем кишних дана у истом месецу, годишњем добу или години. У Загребу је, на пример, маја 1900 висина кише била 88 мм, а број кишних дана 23, по чему је густина кише 3.8 мм, тј. у просечном кишном дану тога месеца било је 3.8 мм кише. Али је у истом месецу 1939, у 24 кишна дана, пало кише у висини од 201 мм, што одговара густини кише од 8.4 мм.

Од практичног значаја је и вероватноћа кише, тј. квоцијент броја кишних дана према броју календарских дана у истом месецу. Загреб је маја 1865 и 1868 имао свега по 4 кишна дана, док је истог месеца 1939 било 24 кишна дана. По томе је вероватноћа кише у првим двема годинама била 0.13 (= 4 : 31), а у последњој 0.77. Ови бројеви непосредно указују на промене у режиму влажности ваздуха, што је нарочито потребно за разна пољопривредна питања, као и за биљну географију. Вероватноћа кише је у вегетационом периоду, од марта до септембра, за Београд (1888—1847) оволика:

III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
0.38	0.43	0.43	0.42	0.33	0.30	0.30

По овим вредностима излази да се, у Београду, од марта до јуна може сваких 10 дана очекивати око четири дана са кишом, а од јула до септембра око три дана са кишом. За Загреб види таблицу 39.

Код средњих месечних висина кише препоручљиво је да се изразе у процентима годишње средње висине кише, због лакших прорачунавања и боље упоредљивости са годишњим токовима у другим местима. Јер, иако у неком већем планинском пределу постоје велике разлике у годишњим висинама кише, њихова процентна расподела по месецима је подједнака, што се из стварних месечних висина тешко може видети. Као допуну треба унети у таблицу и екстремне висине кише за поједине месеце и годину у току целог периода посматрања, дакле о највећој и најмањој висини кише у истом месецу свих година. Разлика између ових означује апсолутно колебање, а количник из највеће и најмање висине кише даје појам о апсолутној сразмери. Исто се тако уносе, као допуна, средњи дневни максимум висине и апсолутни дневни максимум висине кише за сваки месец и годину, јер су и оне од практичног и научног значаја. Помоћу њих се може извести закључак о постанку киша у разним годишњим добима и у разним крајевима. Све то је унесено у таблицу 39, по средњим вредностима Загреба у периоду од 80 година (1862—1941).

По броју кишних дана са 0.1 мм и више прорачунати су интензитет и вероватноћа кише. За практичне потребе је од користи и број дана са већом висином кише, рецимо од 1 мм и више, или од 10 мм и више, па су и ти подаци уписани у таблицу. Уместо тога би се могао узети и број дана са кишом од 0.0 до 5 мм, од 5.1 до 10 мм, итд.

У почетку овог параграфа је наведено да се, код падавина, узимају месечне и годишње количине, одн. висине кише, а не прорачунава се средња вредност. Али тај начин прорачунавања има велики недостатак у томе, што месеци нису истог трајања. Нарочито велику разлику показује фебруар према децембру и јануару, јер његово трајање је, у обичној години, скоро за 11% краће од два суседна месеца, тако да не постоји довољна упоредљивост у висинама кише код узастопних месеца. Да би се то отклонило, Војејков је одавна употребио и код кише исти метод, као и код одређивања средње дневне температуре, тј. месечну висину кише по-

Таблица 39. — Годишњи токови кише, броја кишних дана и других прорачунатих вредности за Загреб (период 1862—1941)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
средња месечна и годишња висина кише, у мм	49	44	59	70	84	96	81	84	85	105	80	63	900
релативне висине кише у %	5.4	4.9	6.6	7.8	9.3	10.7	9.0	9.3	9.4	11.7	8.9	7.0	100.0
највећа месечна и годишња висина кише, у мм	131	121	131	146	201	186	229	266	223	270	184	178	1387
најмања месечна и годишња висина кише, у мм	6	1	6	4	21	18	27	11	11	11	13	9	630
апсолутно колебање у висини кише, у мм	125	120	125	142	180	168	202	255	212	259	171	169	757
апсолутна сразмера у висини кише	21.8	121.0	21.8	36.5	9.6	10.3	8.5	24.2	20.3	24.5	14.1	19.8	2.2
средњи дневни максимум висине кише, у мм	19	15	18	20	25	27	27	28	27	32	22	17	48
апсолутни дневни максимум висине кише, у мм	40.7	34.7	54.0	42.1	67.5	53.6	84.2	118.8	71.4	82.8	63.6	50.9	118.8
средњи број кишних дана, 0.1 мм и више	11.4	9.3	11.5	12.9	14.0	13.9	11.4	10.4	10.4	12.7	12.7	12.6	143.2
средњи број кишних дана са 1 мм и више	7.6	6.5	8.5	9.4	10.2	10.6	8.8	8.1	7.8	9.8	9.9	8.5	104.8
средњи број кишних дана са 10 мм и више	1.4	1.4	1.8	2.2	2.8	3.3	2.7	2.8	3.1	3.4	2.9	2.2	30.0
интензитет (густина) кише, у мм	4.3	4.7	5.1	5.4	6.0	6.9	7.1	8.1	8.2	8.3	6.3	5.0	6.3
вероватноћа кише[1])	0.37	0.33	0.37	0.43	0.45	0.46	0.37	0.34	0.35	0.41	0.42	0.41	0.39
висина кише у једном дану[1]), у мм	1.58	1.56	1.90	2.33	2.71	3.20	2.61	2.71	2.83	3.39	2.67	2.03	2.46
висина кише у месецима од по 30.44 дана (= 365.24 дана : 12)	48	48	58	71	83	98	79	83	86	103	81	62	900

делио је са бројем дана у истом месецу. На тај је начин добио висину кише у једном дану. Иако је тај израз најразумнији, јер се своди на дан као природну меру времена, није био примењиван што изгледа мало чудновато, и што се мора изразити са две децимале. Тога ради се покушавало на друге начине да се отклоне неједнакости у трајању појединих месеца. Неки су узимали за све месеце трајање од 30 дана, па су средњу висину кише у фебруару (узимајући у обзир и преступне године) множили са 1.062, а код месеца са 31 даном, множили су висину кише са 0.968. Као годишња висина кише се, наравно, остављала стварна вредност. Р е н у је, међутим, просечно трајање године од 365.25 дана поделио са 12, и за сваки месец је добио трајање од 30.44 дана. Ако се, сада, висина кише у једном

[1]) За фебруар је узето 28.24 дана, услед 19 преступних година, а за годину 365.24 дана.

дану одређеног месеца помножи са 30.44 добија се месечна висина кише за дотични месец. Те две вредности унесене су у два последња реда у таблици 39. При упоређивању првог и последњег реда у таблици, види се да код узастопних месеца постоје мале разлике, али је средња годишња висина кише иста. Поред тога, да фебруар није најсувљи месец, јер — при истој дужини месеца — има исту вредност као јануар.

Напослетку је, за практичне потребе, важно и питање о п е р и о д и м а к и ш е и с у ш е, тј. о броју узастопних дана са кишом и без ње. Прорачунавање ових вредности је једноставно. Из метеоролошких месечних таблица се исписује колико је узастопних дана било са кишом, а колико без ње, па се из добијених збирова изводе средње вредности. То је нарочито важно за сушне или аридне и семиаридне крајеве, у којима нема кише по неколико седмица. Међу ове спада и наше Јадранско Приморје. Подаци о просечном и најдужем периоду кише и суше даће се за Хвар, у периоду од 60 година (1858—1917). Ту се мора споменути да, у неким годинама, стално време без кише није ограничено само на одређени месец, него чешће почиње у ранијем, а престаје у доцнијем месецу. Стога је апсолутно најдужи период суше у неким месецима дужи од њихова трајања, што би на први мах изгледало чудновато и немогуће.

Таблица 40. — Средњи и најдужи периоди кише и суше у Хвару, у данима

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
средње трајање периода:												
кише	4.7	3.9	3.9	3.7	2.7	2.6	1.7	2.2	2.6	4.1	4.3	4.8
суше	12.2	10.6	11.1	10.5	12.5	12.8	20.0	18.2	14.9	10.4	9.6	11.5
сразмера	2.6	2.7	2.8	2.8	4.6	4.9	11.8	8.3	5.7	2.5	2.2	2.4
најдужи период:												
кише	12	10	9	9	7	6	5	5	7	11	10	14
суше	41	25	47	29	36	26	47	34	50	27	22	41

По подацима у таблици 40 види се да је средњи број узастопних дана са кишом доста мањи од броја узастопних бескишних дана. Просечна сразмера између првих и других је око 1 : 4.5. Иначе је средње трајање периода кише највеће у току најкишовитијих месеца, најмање, код најсувљих месеца. Неправилнији је годишњи ток код средњег трајања сушног периода. Ипак, три најкишовитија месеца, октобар до децембра, имају просечно бескишно трајање од 10.5 дана, док је оно код три летња, најсувља, месеца просечно 17.0 дана, дакле за 6.5 дана дуже. Узрок знатно дужем трајању средњег сушног периода је, што Хвар припада, климатски, медитеранској области са сразмерно незнатним годишњим бројем кишних дана, а нарочито у топлијим месецима. Загреб има, према Хвару, просечно за 48% више кишних дана, Београд за 43% више (период 1888—1947). — Сасвим је другачије у тропским крајевима. Нека места на Самоанским, Маршаловим и Хавајским Острвима, са годишњом висином кише од 2625 до 6150 мм, имају годишње 280 до 312 кишних дана, што значи да број узастопних дана са кишом мора бити, и просечно, кудикамо већи, него што је у Хвару.

IV. Дневни и годишњи ток падавина

138. **Дневни ток падавина.** — Као што дневни ток облачности зависи од многих чинилаца (параграф 119), то исто вреди и за падавине, које су њене последице. Шта више, расподела падавина по часовима још је сложеније природе, и стога је још теже поставити нека општија правила. Поред тога, о дневном току падавина има података само из оних места, у којима се мере свакога часа, или у којима то врше плувиографи, а таквих је сразмерно веома мало. Ипак се могу издвојити три основна типа у дневној расподели кише, ако се узму годишње средње вредности за њихово прорачунавање. Најзгодније и најпрегледније је да се, у овом случају, висине кише у размацима од по два часа изразе у $^0/_{00}$, јер су тако отклоњене локално веома знатне разлике у висинама кише. Тако, на пример, Сање, близу Дебунџе, на западном подножју Камерунске Планине, има од 12 до 14 часова релативно исту висину кише од 77$^0/_{00}$, као Пула, али стварно постоји знатна разлика у висини кише: 526 мм према 66 мм. Сање, наиме, има годишњу висину кише од 6845 мм, а Пула висину од 856 мм.

О к е а н с к о-п р и м о р с к и т и п обухвата места из разних климатских области, од високих умерених до полутарских ширина (Веленшеа, Саутпорт, Камерун, Пула, Токијо, Хонгконг), али са подједнаком расподелом падавина по појединим часовима дана. Тај тип се одликује највећом висином кише у ноћним часовима и раноме јутру, а најмањом висином по подне, у најтоплијим дневним часовима (таблица 41).

Т р о п с к и т и п је супротност океанско-приморском типу, јер највеће висине кише има по подне, између 14 и 20 часова, када су обично најчешће непогоде, а најмање висине пре подне, отприлике од 6 до 10 часова. Овај тип има, поред тога, и знатно веће дневно колебање у релативним висинама кише, четири пута веће, него што је код океанско-приморског типа. У тропски тип су обухваћена места од 22.5° сев. шир. до 25.4° јуж. шир. било на океанским острвима или при копненим обалама (Калкута, Кингстен, Батавија, Пасуруан, Самоа, Маурициус, Сао Пауло, Куритиба). У тропским крајевима, међутим, има изузетака од просечне

Таблица 41. — Главни типови дневног тока падавина. Годишње средње вредности у хиљадитима од годишње висине кише

0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24	год. вис.
океанско-приморски тип (6 места); колебање 25$^0/_{00}$												
89	96	94	91	87	80	74	71	75	78	81	84	2140 мм
тропски тип (8 места); колебање 101$^0/_{00}$												
66	61	57	54	48	60	89	140	149	121	86	69	1595 мм
континентални тип (изван тропа) (8 места); колебање 38$^0/_{00}$												
70	73	78	79	74	72	82	102	108	97	85	80	645 мм
Београд, зима; колебање 34$^0/_{00}$												
83	101	82	70	67	75	73	77	90	99	96	87	107 мм
Београд, лето (јуни—септембар); колебање 87$^0/_{00}$												
65	63	51	62	66	78	84	87	99	138	107	100	227 мм

расподеле киша у дневном периоду. Тако, на пример, поменуто Сање при западној обали Атлантског Океана, на 4° сев. шир., има највише кише

изјутра, од 6 до 10 часова, најмање пред вече, од 16 до 20 часова, дакле слично као места океанско-приморског типа.

К о н т и н е н т а л н и т и п претставља најраспрострањенији дневни ток падавина; на умереном појасу одликује се са два максимума падавина. Главни максимум настаје по подне, у најтоплијем делу дана, а споредни се јавља изјутра, при просечно најнижој температури ваздуха. Најмање је падавина ноћу, а споредни минимум развијен је пре сунчеве кулминације. За карактеристику овог типа узето је 8 места у унутрашњости Европе од 60° до 44° сев. шир. (Слуцк, Берлин, Праг, Базел, Беч, Модена, Београд, Букурешт). У неким случајевима, међутим, имају и континентална места више океанско-приморски тип, са изразитијим ноћним максимумом падавина, на пример Милано или Тбилиси (Тифлис). То доказује да и локални услови имају утицаја на дневни ток падавина.

Као општи закључак података у таблици 41 јесте да најобилније падавине настају у ноћним и раним јутарњим часовима са једне, а у доцнијим поподневним часовима са друге стране. Другим речима ограничене су на најхладније и најтоплије часове, а то указује и на узроке. Поподневна максима падавина условљена су узлазним кретањима ваздуха изнад копнених површина, са којима су у вези и непогоде, јер приликом њих имамо пљускове, док су ноћне највеће падавине изазване ноћним израчивањем топлоте врло влажног ваздуха, који је близак засићености воденом паром. За ово сведочи пример Београда. Зими он има највише падавина после поноћи, услед интензивног хлађења ваздуха са великом релативном влажношћу, али се мање изразит максимум падавина појави увече, као последица слабијих узлазних струја. Лети, напротив, Београд има врло изразит максимум кише вечером, који је готово за 40$^0/_{00}$ већи од зимског.

Али је доказано да многа места имају јаке летње пљускове најчешће увече, око 18 до 20 часова, док се код обичних киша максимум јавља око подне. Карактеристично је да Загреб и Будимпешта имају готово у свима месецима најчешће ноћне кише, док Туркеве, 135 км ји. од Будимпеште, има од марта до септембра највеће кише по подне, од 15 до 18 часова. Р о н а стога упозорава да је киша појава која се креће унапредно, углавном од запада на исток, на којој чињеници почива и претсказивање времена. На тај би се начин могле објаснити очигледне сложености у дневном току падавина.

139. **Годишњи ток падавина.** — Расподела падавина по месецима истога је значаја за животне услове као и годишња расподела температура. Раније је било указано да је главни услов за кондензацију паре, па и њено лучење из облака, узлазно кретање ваздушних маса (параграф 101). Повод за ово је тројак: 1) интензивно загревање тла и влажно лабилно стање горњих ваздушних маса (параграф 101 при крају); 2) велики поремећаји у атмосферској равнотежи, који су изражени у хладном и топлом фронту (параграф 210, 211) код барометарских депресија; 3) присиљено узлазно кретање ваздушних маса уз неравнине земљишта, нарочито уз планинске падине (параграф 141). Расподела падавина по месецима, или т.зв. плувиометриски режим, подељена је тим условима у три основна типа: тропске кише, циклонске кише, орографске кише или кише проузроковане рељефом земљишта. Сваки од ових типова се дели у споредне,

као што ће се видети из даљег излагања. Годишњи токови падавина код сваког типа изражени су у промилима.

а) Тропске кише имају четири сасвим различита плувиометриска режима.

Полутарски појас са два врло кишовита доба, а између њих два доба са прилично мање кише. То је последица чињенице, што је Сунце у томе појасу двапут годишње у зениту; после тих стања настају највише температуре и најобилније кише, као последица термичких конвективних струја. За пример су узета места из екваторске Африке (Енвебе, Букоба, Ваделај, Бали) (таблица 42). Максималне висине кише су овде у априлу и октобру, иза равнодневница.

Тропски тип са једним кишним добом јавља се изван полутарског појаса, отприлике између 14° и 23° сев. и јуж. шир. Сунце је и ту двапут годишње у зениту, али су времена тих зенитних стања све ближа једно другом, што је већа ширина, тако да је Сунце у зениту изнад повратника само у дану летњег солстиција одговарајуће земљине полукугле. Ту има јаких киша три до пет месеци, са максимумом у јуну и јулу, док у осталом делу године влада јако суво време. Тај тип је врло изразит у Централној Америци (Сантјаго, Сакатекас, Гванахуато, Мерида, Колима, Мексико, Оаксака), где је разлика између најкишовитијег и најсувљег месеца скоро двапут већа, него код полутарског типа.

Монсунских киша има у целом тропском појасу и то у оним приморским крајевима који су лети јако загрејани, у супротности са доста хладнијим површинама околних океана, чиме су изазвани монсуни, дуготрајни ветрови са океана. Кише у тим крајевима следују углавном зенитним стањима Сунца. Стога не отступају знатно од тропског типа са једним кишним добом, али у полутарском појасу пореметe двоструко кишно доба. Тај тип је особито развијен у Индији (Силхар, Бамо, Бомбај, Пуна, Махабалешвар, Мангалоре), где врло јаких киша има три до четири месеца, са веома изразитим максимумом у јулу. Остали део године много је сувљи од других крајева на истим ширинама, који су ван домашаја монсунских ветрова. Разлика према тропском типу са једним кишним добом је у много већој годишњој количини кише и у знатно већој разлици између најкишовитијег и најсувљег месеца.

Четврти тропски плувиометриски режим наведен је под в), као пасатски тип, (стр. 248).

б) Циклонске кише преовлађују на умереном појасу. Циклони или барометарске депресије се одликују динамичким узлазним кретањима великих ваздушних маса, чиме је проузроковано кондензовање водене паре, образовање великих и дебелих облака и лучење обилних падавина из њих. Али у годишњем току падавина постоји велика разлика између океанских и приморских крајева са једне, а континенталних крајева са друге стране. Ипак се може уопште рећи да падавина има на умереним појасевима у свима годишњим добима, на океанима више зими, на континентима више лети, са многобројним преиначењима у приморским крајевима.

Јесење и зимске падавине одлика су океанских и западних приморских (маритимних) крајева

на вишим ширинама умереног појаса, јер циклони претпостављају, при своме прогресивном, одн. унапредном кретању, путање које воде преко океана (параграф 200), док им је продирање у унутрашњост копна доста отежано. То је нарочито остварено зими, када је унутрашњост континената под високим притиском (параграф 75), и овај претставља јачу сметњу за пролажење циклона. Како су циклони развијенији у зимској половини године, имаће океани и западни приморски крајеви истодобно и најобилније дуготрајне кише. За пример је узето осам места између Исланда и обале Норвешке на северу, а Бискајског Залива на југу (Вестман Ејар, Норде Ерне, Торсхавн, Лерик, Форт Виљем, Веленшеа, Сен Матје, Сен Мартен де Хинкс), од 65° до 43.6° сев. шир. Врхунац кишног доба је у децембру, а сувог у јулу. — Слични услови владају и на зададном приморју Северне Америке од 60° до 40° сев. шир., само су тамо децембарски максимум и јулски минимум много изразитији, него у првој области, са колебањем од $116^{0}/_{00}$.

Источно приморје Азије и блиско острвље стоје под утицајем монсунских ветрова све до стожерника (параграф 75, слике 40 и 41), те имају летње кише, као и јужнији крајеви овог приморја.

Источно приморје Северне Америке од 60° до 35° сев. шир. (Хиброн, Бел Ајл, Ентекости Ајленд, Истпорт, Себл Ајленд, Бостен, Етлентик Сити, Хетерес) нема монсунских ветрова. Тамо има целе године прилично много падавина, нарочито у току лета и јесени, са максимумом у августу, минимумом у априлу, али колебање између та два месеца не износи више од $27^{0}/_{00}$.

Летње кише, напротив, преовлађују у унутрашњости континената на вишим умереним ширинама. Ту се мањи простори, било на једном или другом месту, лети често јако загреју, што даје повод за образовање локалнијих ваздушних вртлога са узлазним кретањем. Како се тада у ваздуху налази много водене паре, лако се излуче падавине у виду слабијих или јачих пљускова. Такви услови владају у унутрашњости свих континената на вишим ширинама умереног појаса, ако су само довољно удаљени од морских обала. Као пример је узета унутрашњост Европе од 52° до 47° сев. шир. (Магдебург, Дрезден, Варшава, Пинск, Хорни Моравка, Тарнопољ, Пасау, Беч, Братислава, Луцерн, Инсбрук). Ту падне највише кише у јулу, најмање у фебруару, док пролеће и јесен имају подједнако падавина. — У унутрашњости Азије, међутим, лети је — релативно — прекомерно много кише, али је зими знатно мање падавина, него у унутрашњости Европе. Такве прилике владају у Азији само на северној половини умереног појаса. За одређење овога типа узето је дванаест станица од стожерника до 46° сев. шир. (Туруханск, Салехард (Обдорск), Олекминск, Богословск, Тоболск, Томск, Нижње Удинск, Софијски Пријиск, Њерчинск, Акмолинск, Тројицкосавск, Харбин).

Зимске кише владају и у субтропској области, али су ту ограничене на морска острва и на западне крајеве континената, јер су на њиховим источним странама развијени монсунски ветрови, који изазивају летње кише. Услов за зимске кише у тим крајевима је у томе, што је тада — у сагласности са привидним годишњим кретањима Сунца — појас субтропског високог притиска помакнут према југу (параграф 75, слика 40 и 41), тако да његови ивични

делови дођу под утицај барометарских депресија на умереним ширинама. Овај тип је најразвијенији у области Средоземног Мора, где се простире на запад до Азорских Острва, на исток до Сирије и Ирака, док се у меридијанском правцу шири отприлике од 28° до 38° сев. шир. За његову карактеристику је узето десет станица (Малага, Алжир, Палермо, Малта, Крф, Науплија, Бенгази, Санторин, Кандија, Ларнака). Овде је врхунац кишног доба у децембру, али је лето изванредно суво. Поред тога, јесен има доста више кише од пролећа. — Исти је тип развијен у Калифорнији и Чилу од 30° до 40° јуж. шир.

Таблица 42. — Главни типови годишњег тока падавина, у промилима

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	кол.	год. вис. кише
а) тропски појас													
полутарски тип са два кишна доба; сред. ширина око 2° сев., сред. вис. 43 м													
44	56	117	145	112	64	50	51	85	120	99	57	101	1725 мм
тропски тип са једним кишним добом; ср. шир. 21° сев., ср. вис. 1532 м													
17	10	16	20	56	193	190	185	176	83	25	29	183	670 мм
монсунски тип са летњом кишом; сред. шир. око 19.5° сев., сред. вис. 352 м													
3	4	13	28	47	210	308	215	117	42	10	3	305	2936 мм
пасатски тип са равномерним кишама; сред. шир. 20.5° сев., сред. вис. 351 м													
98	74	100	97	72	61	73	80	74	73	95	103	42	3983 мм
б) субтропски појас													
средоземни тип са зимском кишом; сред. шир. око 36° сев., сред. вис. 43 м													
149	128	90	66	40	18	6	13	46	107	154	183	177	583 мм
преиначен средоземни тип; ср. шир. 43° сев., ср. вис. 116 м													
89	82	85	87	74	60	36	39	81	133	132	102	97	890 мм
в) умерени појас													
маритимни тип са јесењом и зимском кишом; сред. шир. око 56° сев., ср. вис. 27 м													
108	94	79	67	58	58	57	69	90	102	109	109	52	1327 мм
равномерне падавине при ист. обали Сев. Амер.; ср. шир. 44° сев., ср. вис. 82 м													
78	75	77	71	72	89	96	98	93	94	78	79	27	1051 мм
континент. тип са умереном летњом кишом; ср. шир. око 50° сев., ср. вис. 267 м													
53	52	63	76	95	126	140	109	90	75	61	60	88	755 мм
континент. тип са прекомер. летњом кишом; ср. шир. око 56° сев., ср. вис. 311 м													
23	21	27	39	81	156	208	190	117	62	42	34	187	454 мм

Плувиометриски режим се у *европској средоземној области* постепено мења према вишим ширинама. *Зимски максимум прелази у јесење и пролетње кише*, а још даље на северу стопи се у летњи максимум киша. За одређење овог типа употребљено је десет станица (Ница, Сасари, Ђенова, Рим, Киети, Анкона, Пула, Хвар, Скадар, Солун). Ту главни максимум кише настаје у октобру, споредни у априлу, а најсушњи месец је јули. Али је разлика између најкишовитијег и најсушњег месеца код овог типа готово двапут мања, него код чистог средоземног типа.

в) *Орографске кише* су нарочито изразите у тропском појасу, под утицајем постојаних пасатских ветрова, али их има и у свима планинским крајевима од тропских до поларних ширина.

Пасатски тип са подједнаким кишама у току године потпуно је развијен само близу поларне границе тропскога појаса. Пасатски ветрови су сразмерно суви; немају никакву тежњу за узлазним кретањем, па по томе ни за образовање облака и падавина. Али све то наступи чим им се испречи неко бреговито острво или копно. Ово присиљено узлазно кретање, и до сразмерно незнатне висине, условљава довољно снижавање температуре да би дошло до кондензовања водене паре и до трајне и обилне падавине при бреговитим обалама, која се — по томе — зове орографска киша. Пасати су ујесен и зими обично јачи, него у осталом делу године, и стога доносе у том времену и обилније кише. Са друге стране су острва у близини повратника доста често под утицајем циклона у зимској половини године, па се њима још више повећају количине кише. Типично су пасатске орографске кише развијене на Хавајским Острвима (Семит Кемп, Вајлуку, Кине Вели, Вајмеа, Хило), и највише их је од новембра до априла, са максимумом у децембру, минимумом у јуну. Али колебање између та два месеца није веће од 42‰. — Сличан је тип развијен на Великим и Малим Антилима, Зеленортским Острвима, Мадагаскару, Острву Св. Јелене.

Киша истога типа има у свима планинским крајевима, услед присиљеног уздизања ветра, али се тај утицај огледа само у повећању месечних и годишњих количина падавина са висином. Расподела падавина по месецима, међутим, не подлежи нарочитим променама (параграф 141).

V. Расподела падавина по земљиној површини

140. **Расподела годишњих падавина.** — Тешко је и несигурно нацртати општу расподелу годишње висине падавина по земљиној површини из неколико разлога. Мерење падавина на океанским и морским површинама је немогуће, а ове заузимају преко две трећине од целе земљине површине. Сигурнијих података има само са разбацаних група океанских острва, нарочито на Тихом Океану. Има чак и на континентима још пуно неиспитаних крајева, нарочито у централним деловима Азије, Африке и Јужне Америке. Поред тога, локални утицаји су веома велики, особито у планинским пределима, тако да би ту била потребна веома густа мрежа станица, а то је скопчано са великим тешкоћама. Ипак, ако се све постојеће несигурности у локалној расподели падавина не узму у обзир, него се обрати пажња само регионалној расподели, може се доћи до прилично сигурних закључака и без недовољно густе станичне мреже.

Расподела падавина се увек претставља графички, помоћу изохиета (грч. ἴσος = једнак, ὑετός = јака киша), тј. линија које везују места са истом годишњом, или месечном, висином падавина, наравно у течном стању. Њима је омогућено да се одреди колика висина кише, у одређеном времену, падне у некој области или у неком речном сливу. Годишњу расподелу падавина на Земљи показује слика 63.

Полутарски појас прими веома знатне количине кише на своме целом пространству. Ту има крајева са већом годишњом висином кише од 300 цм; тако, у Јужној Америци, приморје Колумбије и Француске Гујане; у Африци, приморска област од Португалске Гинеје до Либерије; на океанском острвљу западни део Суматре и Јаве, северозападна половина Борнеа, унутрашњост Нове Гинеје. Тај кишовити појас проширује се местимице далеко од полутара, готово до повратника, на пример у Централној Америци све до Гватемале, или у Азији од Малаке па до Горње Бирме и долине Брамапутре, или у Африци до источне обале Мадагаскара.

Цео тропски појас, од северног до јужног повратника, има углавном веће годишње висине кише од 100 цм у Централној и Јужној Америци,

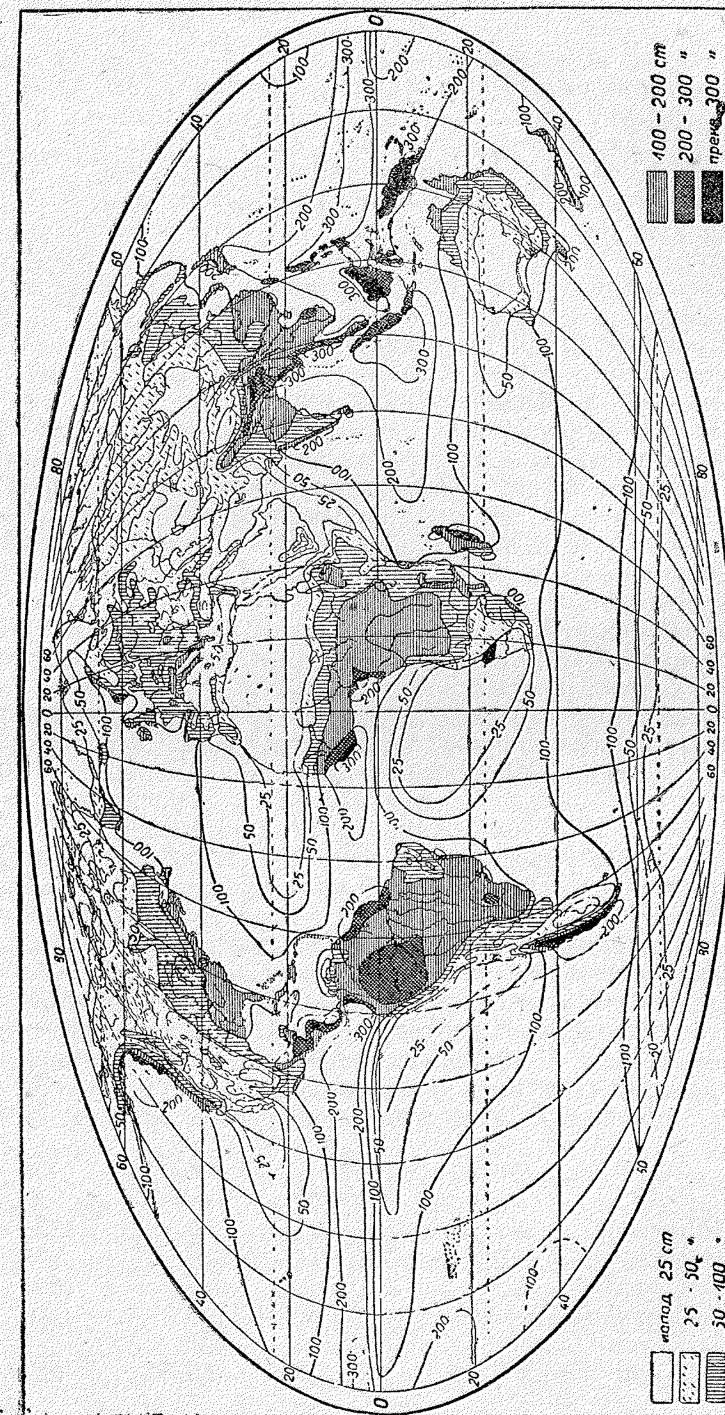
на Великим и Малим Антилима, и на великим острвима између Азије и Аустралије, док су у Африци ограничене углавном на западну половину: од 14° сев. до 15° јуж. шир. и на истоку до Бар ел Џебела (горњи ток Белог Нила) и великих тектонских језера.

С једне и друге стране од полутарског појаса обилних киша у Африци и Аустралији, годишња висина падавина се нагло смањује, тако да око повратника и субтропског појаса спадне до испод 50 цм. Ти суви, пустињски појасеви последица су силазних ветрова и субтропских тишина или слабих ветрића. Они су, на вишим ширинама, развијени на западном делу тропских и субтропских ширина Јужне и Северне Америке, у унутрашњости Азије, где се местимично проширују на североисток све до поларних крајева.

Другачији су услови на умереним ширинама, где преовлађују ветрови са западног квадранта у току целе године. У тим крајевима имају западна приморја највеће годишње висине падавина: у Јужној Америци до преко 300 цм, у Северној Америци до преко 200 цм, у Северозападној Европи местимично и до преко 200 цм. Годишње количине падавина се смањују према унутрашњости и по правилу би требало да око источних обала има најмање падавина. То је остварено једино у Јужној Америци, где је копно јужније од 40° шир. веома сужено, а његовом средином се провлачи планински венац са висинама до преко 2000 метара. Ту Острво Евангелистас (52.4° јуж. шир.), при обали Тихог Океана, има просечну годишњу висину падавина од 3028 мм, а Пунта Дунгенес, на истој ширини, али на обали Атлантског Океана, око 450 км источно од првог места, нема више од 242 мм годишњих падавина. Мање су разлике у годишњој количини падавина између западног и источног приморја Евразије, јер је последње под утицајем монсунских ветрова отприлике до северног стожерника. На западном приморју Европе је просечна годишња висина падавина, од 45° до 70° сев. шир., 1079 мм, док је на источном приморју Азије, од 45° до 60° сев. шир., годишња висина падавина 635 мм, дакле за 41% мања него при западној обали Европе; на појасу од 60° до 70° шир., међутим, годишња висина падавина на источном приморју Азије није већа од 187 мм, дакле је готово за шест пута мања од годишњих падавина на истом појасу при западним европским обалама. Један од узрока толике несразмере је и чињеница, што су норвешке планине доста више од Становојске Планине при источној обали Азије. Најмање разлике између годишњих падавина при западном и источном приморју владају у Северној Америци. Тамо се годишња висина падавина при обе обале смањује према вишим ширинама, али је при источној обали просечно за четвртину мања, него при западној обали, као што показују ови бројеви:

појас	60° до 70°	зап. прим.	310 мм	ист. прим.	230 мм;	сразмера 100 : 74
	50° до 60°		861 мм		709 мм	100 : 82
	40° до 50°		1570 мм		1169 мм	100 : 74

Унутрашњост умереног појаса Евразије и Северне Америке има доста мању годишњу висину падавина од оне на приморјима, ако се не узму у обзир планински крајеви. Ту је од 35° до 65° шир. просечно 396 мм. У унутрашњости Азије је нарочито мало падавина у Западном Туркеастану и Киргиској Степи, мање од 250 мм годишње. Исти су услови и у делу



Слика 63. — Средње годишње висине падавина на земљиној површини, у центиметрима (по Мајнардусу)

Монголске, који је опкољен планинама, у т.зв. Пешчаном Мору (Ша-Мо) или Пустињи (Гоби).

Ови степски и полупустињски крајеви продужење су тропских и субтропских веома сувих, пустињских, области Сахаре, Арабије и унутрашњости Персије. У Јужној Америци јавља се пустиња Калахари; у јужнијем делу Аустралије, отприлике од 22° јуж. шир., налази се огромни пустињски крај местимично све до јужне обале; у Северној и Јужној Америци има сразмерно малих пустињских крајева.

Поларни крајеви се могу такође урачунати у пустињске области, према њиховој годишњој висини падавина. Тако се средња годишња висина падавина у Еуразији и Северној Америци смањи до 250 мм просечно на 65° сев. шир., те је на вишим ширинама обично још мање падавина.

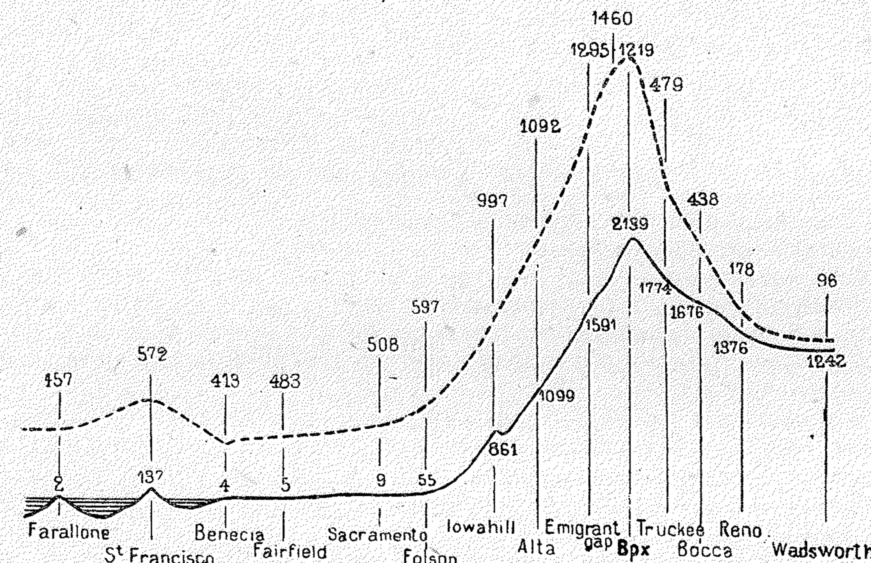
При свем том, апсолутно сувих крајева нема уопште, него само великих простора са веома мало падавина. То су поменути пустињски и поларни предели. У првима су кише веома ретке, али кад падну могу бити обилне. Број кишних дана је свугде незнатан, а висина пале кише је веома променљива. Често прође неколико година без икакве кише, да у свакој од неколико идућих година падне одређена, мала или већа количина кише. У другима, међутим, има често падавина, али у незнатним количинама, услед врло ниских температура у току целе године. Ипак се количина падавина повећа у планинским крајевима. У антарктичким крајевима, од 66° до 70° јуж. шир., има годишње 110 до 250 дана са падавинама, док годишња висина ових није већа од 100 до 375 мм. Једно место на 69° јуж. шир. има 239 дана са падавинама, а годишња висина ових је тек 110 мм. Слично је и у арктичкој области.

141. **Повећавање падавина са висином у планинским крајевима.** — Планине имају највећи утицај на кондензацију водене паре, јер је влажни ветар који дува према њима присиљен на узлазно кретање, те се код њега догађа исто што је описано у параграфу 101, о кондензацији услед конвективних струја. А планине тиме утичу и на честину, као и на количину падавина. Оне условљавају у свима пределима ограничене просторе чешћих и појачаних падавина. Врло многе планине имају једну влажну страну, кишовиту, и другу суву страну. То се јавља код оних веначних планина или код купастих брегова који се попреко испрече преовлађујућем и веома влажном ветру, као што је код пасатских ветрова. Али, та ветру изложена страна има много више падавина, од стране у заветрини, јер је на првој кондензована, па и излучена, највећа количина водене паре, коју је собом доносио ветар. Поред тога се и на једној и на другој страни количина падавина повећава са висином. То ће се показати за околину Бјелашнице на профилу отприлике од југозапада на североисток (период 1896—1915):

место	вис.	летња половина	зимска половина	година
Коњиц	280 м	557 мм	795 мм	1325 мм
Иван	967	720	875	1595
Умољани	1353	730	961	1691
Бјелашница	2067	957	1118	2075
Требевић	1600	664	623	1287
Сарајево	605	493	470	963

Напротив, планински венци, чији се правац пружања подудара или приближно подудара са правцем влажнога ветра, показују само незнатно повећавање количине кише са висином, или га уопште нема, као што је утврђено по подацима из Индије, Јаве, Сједињених Држава.

Чудновато је, али тачно, да чак и мала узвишења утичу на годишњу количину падавина, као што се види из примера за Панонски Басен. На његовом североисточном делу, западно од ушћа Самоша у Тису, диже се терен са дилувијалним лесом и песком као мала висораван, са површином око 1250 км², за 40 до 50 метара изнад околине. Пет околних места имају годишњу висину падавина од 513 до 594 мм, просечно 550 мм, док је код четири места на висоравни 602 до 855 мм, просечно 690 мм. Овде је, дакле, за четвртину више кише него у околним нижим местима.



Слика 64. — Профил кроз Сијера Неваду са одговарајућом годишњом висином падавина

Везе између пружања планинског венца, рељефа његовог земљишта и годишње висине падавина показује слика 64. У њој је претстављена расподела годишњих падавина на профилу кроз Сијера Неваду, у Калифорнији. Доња пуна линија показује попречни пресек кроз овај планински венац од Тихог Океана до Великог Басена; бројеви над њом и испод ње су апсолутне висине у метрима. Испрекиданом линијом је означена расподела падавина на томе профилу, а бројевима изнад ње годишње висине у мм. У слици одговара једном центиметру хоризонтално отстојање од 37 км, висина земљишта од 605 метара, и висина падавина од 510 мм. Али, док су висине места мерене од морског нивоа, висине падавина су мерене од површине земљишта. Стога је, на десном крају слике, висина падавина од 96 мм на већем отстојању од морског нивоа, него што су висине падавина од 400 до 600 мм на левој страни слике. Тиме долазе много јасније до

изражаја утицаји ветру изложене стране на годишњу висину падавина према страни у заветрини. А ветрови при обали Калифорније дувају поглавито са западног квадранта, од северозапада до југозапада, дакле готово управно на западне падине Сијера Неваде.

На примеру за околину Бјелашнице се видело да се количине падавина повећавају са висином и са западне и са источне стране, и у зимској и летњој половини године, па и у годишњим вредностима. Али је, помоћу тотализатора, утврђено да се у Високим Таврима годишња количина падавина повећава све до планинских врхова на висини од 3100 метара, а у швајцарским планинама до 3800 метара. Само се лети показује максимална висина падавина испод планинских врхова, у околини Зонблика на висини око 2550 до 2860 метара, док се зими правилно повећава до планинског врха. То је доказао Штајнхаузер према извршеним мерењима на северним, западним и југоисточним падинама Зонблика; на последњима су, на пример, оволике висине падавина:

место	Малниц	Фрагантерхите	Брет	Зонблик
висина у метрима	1193	1770	2860	3106
лето падавине у мм	314	454	580	570
зима ,, ,,	96	143	290	410

А. Вагнер налази да узрок појављивања или изостајања појаса са максималним падавинама треба вероватно тражити у њиховим различитим облицима. Крупне капи при летњим кишама могу свакако бити повод за појављивање максималног појаса, док зими ситне капљице кише, а нарочито снежни кристали, могу бити понесени у великој количини узлазном струјом и образовати појас максималних падавина тек изнад планинског гребена.

У тропским и неким субтропским планинама, међутим, у којима су просечне брзине ветра уопште незнатне, постоји појас максималних падавина знатно испод њихових врхова. Тако, на пример, у Северној Индији или на високим вулканима Јаве, изузетно високе падавине настају на висини око 1200 до 1500 метара. Оне се наниже и навише смањују.

142. Највеће годишње и месечне падавине на континентима и океанима. — Изохијетска карта јасно показује како се неки делови земљине површине одликују врло великим падавинама, а у тим деловима има појединих места са изузетно великим годишњим и месечним висинама падавина.

Највеће средње годишње падавине у Европи имају већу висину од 400 цм. Најкишовитији су Црквице (42 године), у Кривошијама, на висини од 1097 м, са висином од 492 цм, и Стајхед, у Енглеској (490 м), 431 цм. Изгледа да Глеслин (762 м), у Велсу, има још више кише, 503 цм. Околна места Црквицама, сведена на исти период од 42 године, имају оволике падавине: Цетиње (671м) 313 цм, Которишкаљари (20 м) 187 цм. Рисњак (1528 м) има 372 цм, Мрзла Водица (771) 337 цм, оба у Горском Котару, Савица (590) 311 цм, Мрзли Студенец (1214) 263 цм, Гомањце (937) 286 цм, сва три у Словенији. Сва ова места имају исти период од 20 година.

Северна Америка има највеће падавине дуж планина при обали Тихог Океана, од Аљаске до приближно 45° сев. шир., нарочито

на Аљасци. Ту, у периоду од 15 до 22 године, Кордова има 359 цм, Фортман Хечери 376 цм, Кечикен 404 цм. При западном приморју Канаде највеће годишње падавине имају нижа места Риверс Инлет (19 год.) 287 цм, Форкс (16) 297 цм. Поново се годишње количине падавина знатно повећају у Мексику: Теапа (11) 456 цм, Ел Ретиро (5) 429 цм, Ел Триумфо 536 цм.

Централна Америка, са Великим и Малим Антилима, има местимично још веће количине падавина, било према атлантској или пацифичкој обали, било при морском нивоу или на висини од 1000 метара: Чинасајуп (18) 523 цм, Тресе Агвас (21) 562 цм, Гретаун (7) 659 цм, а на Јамајци: Блу Маунтн Пик 501 цм, Мур Таун 564 цм.

У Јужној Америци су најкишовитија места на западним странама Кордиљера, дакле према Тихом Океану, и то у њеном најсевернијем и најјужнијем делу. У Колумбији, на висини од 12 до 1500 метара, у периоду од 7 до 12 година посматрања, следећа места имају оволику средњу висину падавина: Сарагоса 552 цм, Буена Виста 840 цм, Анору 713 цм, Андагоја 709 цм, Буенавентура 713 цм. Јужно Чиле, од 42° до 53° јуж. шир., има доста мање максималне количине падавина: Реñихуе 539 цм, Бахиа Феликс 526 цм. Гујана, на североисточном делу Јужне Америке, има местимице 300 до 400 цм годишње висине падавина.

Аустралија има најкишовитија места у Квинсленду, при североисточној обали: Инесфел 362 цм, Харви Крик 420 цм, а на југоисточном крају Нове Гинеје (Папуа) најкишовитији су Маданг 368 цм, Кикори 585 цм и Непа 518 цм. Северозападна страна јужног острва Новог Селанда има такође места са знатним количинама падавина: Отира 503 цм, Резољушен Ајленд 480 цм. Сва поменута места су на висини од 5 до 950 метара, а у њима су вршена мерења у периоду од 10 до 24 године.

Нека места при западној обали Африке, у Гинеји и Сиера Леоне, имају годишње отприлике онолико кише као поменута места у Аустралији (Конакри 480 цм, Фритаун 440 цм), али ближе полутара, око 4° сев. шир., нека места на западном подножју Камерунске Планине имају знатно више кише, Дебунџа (35 год.) чак 950 цм просечно.

Најкишовитија места у Азији налазе се у области монсунских ветрова, нарочито на приморјима Индиског Океана, и то у оним крајевима који су непосредно изложени југозападном монсуну. На Западним Гатовима, у Индији, таква су главна места: Матеран 544 цм, Махабалешвар 671 цм, Баура 638 цм, на западном приморју Бирме: Акијаб 496 цм, Сендове 539 цм, Мулмен 482 цм, Тевој 545 цм. Чудновато је да јужне падине Хималаја чак и на висини око 2200 метара имају знатно мање падавине, које се повећавају од запада-северозапада према истоку-југоистоку: Симла 173 цм, Мусори 234 цм, Дарџилинг 305 цм, Бакса 517 цм. Али, даље на југоистоку, у Асаму, на заравни бреговитог краја Кази, на висини од 1310 метара, Черапуњи достигне просечну висину падавина од 1102 цм. Толика количина кише сасвим је локална и условљена особеним положајем овог места. Топли и воденом паром засићен монсун слободно пролази кроз широк Бенгалски Залив и, преко низија области Бенгала, пређе у нагло узлазно кретање уз стрме стране бреговитог краја Кази, где се врши нагла кондензација водене паре и лучење огромне количине кише. Че-

рапуњи је 1861 имао преко двапут већу количину кише од просечне, 2299 цм, а само у јулу те године пало је 930 цм кише, дакле за 16% мање од нормалне годишње вредности. Сва поменута места имају период посматрања од 37 до 70 година.

Знатне количине кише имају и нека места на океанским острвима, нарочито у тропском појасу. Сундска и Филипинска Острва прилично су блиска Азији, и такође су у области монсунских ветрова. На њима се нарочито истичу ова места: на Суматри: Бандарбару 668 цм и Кајутаман 530 цм; на Јави: Крангган 677 цм, Јасареда 687 цм, Кајуенак 487 цм; на Борнеу: Путусибау 447 цм; на Лузону: Багујо 465 цм. Нека места на Тихом Океану, на острвима полутарског влажног појаса, имају исто тако велике годишње висине кише: Кусаје 450 цм, Понапе 465 цм (Каролинска Острва), Јалуит 400 цм (Маршалска Острва). Сличне висине кише имају и нека места у области североисточног и југоисточног пасата: Семит Кемп 430 цм, Кине Вали 615 цм, Хило 369 цм (Хавајска Острва), Салајлуа 386 цм, Афјамалу 482 цм, Паго Паго 498 цм (Самоанска Острва), Надаривату 354 цм и Вајнуну 374 цм (Фиџи Острва).

Супротност овоме су готово бескишни крајеви. Навешће се само неколико примера. У унутрашњости Аустралије, отприлике од 24° до 30° јуж. шир. и 128° до 140° ист. дуж., што одговара површини око 790.000 км², годишња висина кише је мања од 15 цм. При обали Црвеног Мора Ђедах има годишње 8 цм кише, Аден и Перим по 6 цм. Слично је и у долини Нила од Картума низводно. У Картуму је просечна годишња количина кише 12 цм, док је око Нилова ушћа промењива: Александрија 22 цм, Каиро 8 цм, Аден 3 цм. У Сахари је просечно још мање кише.

Према огромним годишњим висинама падавина у неким местима, може се закључити да ће најкишовитији месец имати такође знатну количину падавина. Тако, на пример, Черапуњи има у јулу просечно висину кише од 278 цм, Махабалешвар у истом месецу 268 цм, а Акијаб 136 цм. Јако кишовита места у областима пасатских ветрова немају ни близу онолико истакнут најкишовитији месец, као што је у монсунским крајевима, јер су тамо кише равномерније расподељене по месецима. Тако, Кине Вели, на Хавајским Острвима, са годишњом количином од 615 цм, нема у најкишовитијем априлу већу висину кише од 66 цм, а то је око 11% од годишње висине кише, док Махабалешвар у најкишовитијем јулу има око 40% од годишње кише. И Дебунџа, у полутарској области, са годишњом висином кише од 950 цм, нема у најкишовитијем јулу већу висину од 150 цм (15.8%), јер — поред овог — постоји и споредни максимум у септембру са 142 цм (15%). Слично је у Мексику и у Јужној Америци, где има такође по два месеца са највећим, али неједнаким висинама падавина. Два од најкишовитијих места у Европи имају максимум киша у једном од зимских месеца: Црквице у новембру са висином од 83 цм (17%), Бен Невис у децембру са висином од 48 цм (12%). Узрок толикој несразмери лежи у чињеници, што Црквице и Бен Невис припадају различитим типовима годишњег тока падавина (параграф 139).

Најкишовитији месец у целом периоду посматрања има, наравно, знатно веће вредности. Поменуто је да је Черапуњи јула 1861 имао огромну висину кише од 930 цм, а Манојурам, такође у Асаму, имао је истодобно висину кише од 671 цм; Хелен Мајн, у Калифорнији, јануара 1909 182 цм; Гомањче, у Италији, октобра 1880

165 цм, Бен Невис децембра 1900 148 цм, Глеслин, у Енглеској, октобра 1909 144 цм. У нашим крајевима су Црквице имале новембра 1923 висину кише од 200 цм, а истог месеца 1925 и 1927 по 186 цм, Цетиње децембра 1935 136 цм, Risњак (Горски Котар) јануара 1936 103 цм, Савица (Бохињ) октобра 1935 99 цм.

143. **Највеће дневне падавине и пљускови.** — Службене метеоролошке публикације доносе, поред месечних количина падавина, увек и највећу количину која је пала у току једног дана (24 часа) одговарајућег месеца, јер су од велике практичне користи.

Особеност самих падавина зависи од три основна услова: количине (обилности) падавина, њихове јачине и њихова трајања. Оне се, према обилности и трајању, могу поделити у четири главне групе: 1) обилне и кратке; пљускови; 2) слабе и кратке; пљусковите падавине у сувим континенталним крајевима и у областима пасатских ветрова на океану; 3) обилне и дуготрајне; монсунске кише у тропском појасу, распрострањене падавине на умереним појасевима; 4) слабе и дуготрајне; измаглица. Прва и друга група припадају више ниским ширинама, копну, лету и поподневним часовима; трећа и четврта група су више ограничене на више ширине, океане и мора, зиму, и ноћ или пре подне. Поред тога, код јаких киша је трајање тим краће, што су интензивније. Највећи краткотрајни пљускови падају више на равницама, а дуже непрекидне и јаке кише, до једног дана, падају у планинама. За постанак првих је потребно придолажење влажног ваздуха из даље околине, према просторно ограниченом пределу, и јако узлазно кретање у овом; ове су стога сасвим локалне природе. Хелман је утврдио да, на средњим умереним ширинама, трајању кише од 1 до 5 минута одговара највећа јачина у једном минуту од 3 до 4 мм, трајању кише од 40 до 60 минута 1 мм, трајању од 2 до 3 часа тек 0.5 мм. То, другим речима, значи: при киши, која траје тек неколико минута, може да у једном минуту падне 3 до 4 мм кише, а при дужем трајању од два часа падне у току два минута киша са висином од 1 мм.

По овим излагањима је јасно да ће максималне дневне кише имати највеће висине у тропским планинским крајевима и у областима монсунских ветрова. Огромно јака киша, која је 25 јула 1910 пала у Черапуњи, са висином од 1562 мм највећа је од досад утврђених. Знатно мање од тога пало је у месту Функико (Јапан) 31 августа 1911 и 20 јула 1913, 1034 мм, док је Багујо (Лузон) 15 јула 1911 имао кишу са висином од 880 мм. Али је од 14 јула у подне до 15 јула у подне 1911 пало у истом месту 1168 мм кише. Даље максималне дневне висине кише су ове: Кроемхерст (Аустралија) 2 II 1893 907 мм, Полуострво Киу (Јапан) 19 VIII 1889 902 мм, Лаупахохоје (Хаваји) 24 XII 1901 899 мм, Силвер Хил (Јамајка) 6 XI 1909 775 мм. У нашој земљи су највеће дневне висине падавина: Црквице 21 XI 1927 480 мм, Дринак (под Великом Капелом) 23 IX 1933 440 мм, Лучине 28 IX 1926 341 мм, Гомањце 11 IX 1937 326 мм, Савица 18 XI 1940 309 мм (сва три у Словенији), Цетиње 11 XI 1937 297 мм, Дубровник 13 XII 1872 298 мм, Ријека 2 X 1892 268 мм.

Карактеристично је да и суви крајеви буду, понекад, натопљени веома јаким пљуском. Тако је, на пример, у Енсенади, на пацифичкој обали Доње Калифорније, једног дана у јануару 1926 пало 272 мм кише, таман колика је њена просечна годишња висина у томе месту.

Јаке кише кратког трајања зову се често *пљускови*. Име *провале облака* употреби се само ако је пала количина воде необично велика не само по трајању, него и апсолутно. Ипак, још нема међународно утврђене дефиниције ових израза, јер су границе између њих доста различите за поједине климатске области. Овим се питањем бавио нарочито *Хелман*, који је предложио да се за дефиницију провале облака у Средњој Европи узме као најмање трајање један час, као најмања густина 56 мм у једном часу, 69 мм у два часа. За одређивање јачине или интензитета кише је најбоље да се добијене висине у одређеном времену сведу на један минут. Тада ће се видети да једна ноћна киша на Черапуњи, која је за 13 часова трајања достигла висину од 445 мм, даје тек 0.57 мм у једном минуту [445 : (13×60)], док је пљусак у Београду (26 VI 1936) од 15 минута, са висином од 25 мм, био преко трипут јачи, јер је у једном минуту пало просечно 1.67 мм кише. О јачини пљускова и провала облака даће се још неколико примера, у којима је у загради означена висина кише у току једног минута: Кемпо, у Калифорнији, 12 VIII 1891 292 мм у 80 минута (3.65), Верџинија, С.А.Д., 24 VIII 1906 235 мм у 30 минута (7.83), Бељак, Корушка, 28 V 1904 197 мм 45 минута (4.38), Куртеа де Аргес, Румунија, 7 VII 1889 205 мм 20 минута (10.25), Полтава, СССР, 15 IV 1890 56.5 мм 10 минута (5.65), Слуцк, СССР, 14 VIII 1890 21.5 мм 10 минута (2.15), Трст 17 X 1907 16 мм 5 минута (3.20). Највећу густину имао је пљусак у Опидс Кемпу, Калифорнија, близу Лос Анђелеса, где је 5 IV 1926 пало у 1 минуту 25.9 мм кише (25.9), а толика је 50-огодишња средња висина кише у томе месецу у Лос Анђелесу.

Пљускови су често праћени непогодама, тј. муњама и громовима; у Слуцку, код Лењинграда, било је, од 109 пљускова, преко половина од њих (64) у вези са непогодама. Показало се, поред тога, да се кише при непогодама појачају непосредно после јаке муње. По томе би се могло закључити да муње производе коагулацију водених капи у облаку (параграф 107), а исто тако да су пљускови понекад условљени електричним пражњењима (параграф 239).

144. **Расподела снега на земљиној површини.** — Снег образује у хладнијем добу године на средњим и вишим ширинама постојан покривач, који је важан за кружење топлоте и влажности у атмосфери. Али се мора споменути да снег има веће важности само тамо где пада у великој количини и где се снежни покривач одржи дуже време, док потпуно не окопни под утицајем сунчева зрачења. Дотле бива сва примљена топлота утрошена на његово копнење, а површина тла се почне тек тада загревати. Али, са друге стране, снежни покривач штити земљину површину од јачег израчивања и промрзавања, а истодобно снабдева дубље слојеве тла водом, која ће доцније моћи користити биљкама за успешније напредовање.

Колико ће и где ће бити снега зависи у првом реду од расподеле температуре по земљиној површини. Снег је искључиви облик падавина само у арктичким и антарктичким крајевима. На умереном појасу, снег све више преовлађује, што је виша географска ширина, а у тропском појасу све га је ређе, што је ближи полутар. Полутарска граница снега лежи између 25° и 35° шир.; само на мало места, у низијама, прелази преко повратника (Јужна Кина, Мексико, западна обала Јужне Америке), док се

у маритимној клими повуче до 45° шир. (Западна Европа), а у средоземној области се ближи северној ивици Африке.

Распрострањење зимског снежног покривача, који се одржава дуже време, сразмерно је незнатно. Само поларни крајеви и унутрашњост континента са ексцесивном климом имају зими непрекидни снежни покривач, али је и ту танак, због незнатних падавина, и непостојан, а планински предели га имају и у другим крајевима. Да би се видело какви су услови код нас, може се споменути да је у Београду, зиме 1928—1929, снег лежао 67 дана, од 5 јануара до 12 марта, а у току од 55 дана је дебљина снежног покривача износила 20 до 45 центиметара. Али је, просечно, у периоду 1921—1940, број дана са снежним покривачем од новембра до марта закључно био тек нешто већи од 35, а просечна дебљина снежног покривача је била око 14 центиметара.

Снег, који се под утицајем сунчева зрачења и околног топлијег ваздуха не топи ни лети, зове се *вечити снег*, а онај висински појас од кога он почиње означује *снежну границу*. Распрострањење и одржавање снежног покривача у планинама условљавају четири чиниоца: 1) температура, 2) влажност ваздуха, 3) количина падавина, 4) орографски склоп планине или њен рељеф. Снежни покривач у планинама не зависи само од географске ширине, него и од континенталности планине, тј. колико је удаљена од океана, затим од пружања планинског била у односу према сунчевом зрачењу и преовлађујућем правцу ветра. Највеће супротности истичу се на *присојним и осојним странама*, које се на северној полукугли прилично подударају са јужним и северним падинама. Долази још у обзир и изложеност према кишном ветру и сувим ваздушним струјама. Поједини делови Кавказа јасно показују утицаје неједнаких количина падавина и неједнаке топлоте, по подацима које је дао *Деши*:

главни венац	средња висина снежне границе	
	северна падина	јужна падина
западни део 43.5—42.7° сев.	2900 м	2700 м
средњи део 42.7—41.5° сев.	3200	3100
источни део 41.5—40.5° сев.	3480	3800

Снежна граница је у западном делу Кавказа нижа на топлијој јужној страни у црноморској области, јер су тамо падавине много обилније; разлика се смањује према истоку, јер опште смањивање падавина, а повећавање летње топлоте у томе правцу, условљавају знатно издизање снежне границе.

Пашингер је прорачунао средње висине снежне границе на разним ширинским појасевима, према условима у разним планинама, које показује следећа таблица:

	северна полукугла								јужна полукугла					
шир.	80 — 70	— 60	— 50	— 40	— 30	— 20	— 10	— 0	— 10	— 20	— 30	— 40	— 50	— 60
вис. м	550	1050	2050	3000	4300	5300	4600	4600	5000	5600	5100	3000	1500	500

Постоје доста велике разлике између највише и најниже снежне границе у истом ширинском појасу. Тачније речено, та разлика је најмања у по-

лутарском појасу, око 100 метара, услед сасвим незнатне разлике у температури екстремних месеца; доста је незнатна на поларним ширинама, око 700 метара, али је веома велика на средњим ширинама, одговарајући повећању климатских супротности, годишњих промена температуре и падавина. Ту се мења од 1400 све до 2900 метара. Тако је, у Јужној Америци, највиша снежна граница на Андима 4500 м око 33° јуж. шир., а најнижа на Андима око 38°—39° јуж. шир., 1600 м, дакле за 2900 метара нижа.

145. **Зонална расподела падавина.** — Према свима досадашњим изохиетским картама уједно је одређивано и како су падавине распоређене на разним ширинским појасевима. Последње одређене је извршио М а ј н а р д у с, на основу своје карте о расподели киша по земљиној површини. Он је те податке извео за све појасеве у размацима од по 5° геогр. шир., а овде ће се приказати расподела годишњих падавина по појасевима од по 10° геогр. шир., засебно за океанске и копнене површине и просечно за сваки ширински појас. Годишње количине падавина изнеће се у центиметрима њихове висине и у запреминама од 100 км³ (таблица 43).

Таблица 43. — Зонална расподела годишњих падавина у цм и 100 км³

појас	северна полукугла						јужна полукугла					
	океан		копно		средње		океан		копно		средње	
	цм	км³	цм	км³	цм	км³	цм	км³	цм	км³	цм	км³
80--90°	11	3.9	11	0.4	11	4.3	3	0.1	2	0.6	2	0.7
70--80	21	17.5	15	5.0	19	22.5	10	3.1	8	6.7	9	9.8
60--70	68	38.1	31	40.8	42	78.9	49	83.8	17	3.0	46	86.8
50--60	112	123.0	49	71.6	77	194.6	107	270.9	97	2.1	106	273.0
40--50	135	202.9	51	84.5	91	287.4	122	372.1	80	7.8	121	379.9
30--40	111	230.9	59	91.4	88	322.3	98	316.6	56	23.3	93	339.9
20--30	90	225.2	68	102.0	81	327.2	92	284.2	66	61.5	86	345.7
10--20	125	395.1	81	91.6	114	486.7	118	394.6	109	102.2	116	496.8
0--10	199	677.4	140	141.5	186	818.9	141	476.8	153	158.5	144	635.3

Да би несразмере између висине и запремине падавина на неким појасевима у таблици 43 биле јасније треба узети у обзир удео копна и океана на појасевима, јер од њихове површине зависи и запремина палих киша. То се може донекле видети из таблице 17 (параграф 63), јер су у њој изнесени удели копна, у процентима, за сваки десети степен ширине, па би требало узети просечну вредност између два суседна упоредника; допуна до 100% означује удео океанске површине на дотичном појасу. Те несразмере су нарочито истакнуте на високим ширинама, на појасу 60—70° сев. и 70—80° јуж. шир.

Иначе се у зоналној расподели падавина огледају јасни утицаји температура, јер се и висина падавина, а нарочито њихова запремина, углавном смањује од полутара према половима, као што је и код зоналне расподеле температура (параграф 63). На субтропским ширинама се, међутим, истичу и утицаји појасева високих притисака (параграф 76, таблица 23), где преовлађују силазна кретања ваздушних маса, услед чега је висина падавина доста смањена. То је јасно изражено на океанима између 20—30° сев. и јуж. шир., а на копну између 30—40° јуж. шир. Смањена запремина

падавина на појасу од 10—20° сев. шир. изазвана је знатним повећањем копнене површине на појасу од 20—30° према појасу од 10—20° сев. шир.

Средња годишња висина падавина на целој Земљи износи око 100 цм. Готово половина од целокупних падавина отпада на ужи тропски појас од 20° сев. до 20° јуж. шир., који заузима око трећину земљине површине, док на обе поларне области долази тек око 4% од свих падавина на Земљи. Са друге стране, целокупна просечна годишња количина падавина има око 510.000 км³. Али од тога долази свега 19% на копно (99.000 км³), а 81% на океан (411.000 км³). Копно, међутим, заузима око 29% од целе земљине површине, океани и мора 71%, по чему излази да копнене површине примају и апсолутно и релативно мање падавина од водених површина, тј. релативно за 10% мање.

Вредности у таблици 43 указују и на другу важну чињеницу, која је у вези са кружењем воде у атмосфери. Познато је да на целој Земљи мора испарити онолико воде, колико буде излучено из атмосфере у падавинама, јер се само тако може одржати равнотежа у кружењу воде (параграф 90а, при крају). По горњим прорачунавањима је годишња количина испарене воде око 510.000 км³, дакле за трећину већа од оне коју је одредио В и с т са 380.000 км³, а на основу које је изведена и таблица 26 (параграф 90).

ЧЕТВРТИ ДЕО

ВАЗДУШНА КРЕТАЊА

146. **Појам и обележја ваздушних кретања.** — Честице атмосфере никад не мирују; оне су толико лаке да су у сталном покрету, само то не можемо никад опазити, а често ни осетити чулима. Оне се изнад подлоге, на којој почивају, истодобно загревају или хладе, када се загрева или хлади и сама подлога; поред тога, подлеже центрифугалној сили и привлачењу, које на њих врши земљина сфероидна маса, а све то проузрокује код њих кретања у одређеном правцу.

Ваздушне честице се, дакле, крећу у свима правцима, и вертикално и хоризонтално, и у међуправцима. Али, због сразмерно незнатне висине одн. дебљине атмосфере (параграф 5), у односу према њеном распрострањењу преко земљине површине, вертикална компонента ваздушних кретања знатно заостаје иза хоризонталне компоненте.

Хоризонтална, или приближно хоризонтална ваздушна кретања, која осећамо непосредно чулима, зову се ветар, а ако су необично јака називају се олуја. Са друге стране се хоризонтално пренашање ваздуха, као носиоца својствених физичких особина, као што су температура, садржина водене паре, итд., назива у физици адвекција, а такво кретање је адвективно кретање. Вертикална кретања ваздуха, било узлазна или силазна, зову се именом ваздушних или атмосферских струја, а никад као ветар. Напротив, хоризонтална кретања се кадикад такође називају струјама, особито ако у кретању учествују велике масе ваздуха, као што је случај код опште атмосферске циркулације.

Видљива вертикална ваздушна кретања настају при нарочитим условима, било конвекцијом (параграф 101) или присиљеним узлазним кретањима ваздуха у планинским крајевима (параграф 174) и на фронтовима (параграф 208—212). Ова кретања имају веома велики термодинамички значај, јер су њима условљена динамичка хлађења и загревања ваздуха, збивања при кондензацији водене паре, образовање облака и падавина из ових, о чему је опширно писано у Трећем делу.

Хоризонтална ваздушна кретања, међутим, узрок су непериодским променама температуре, влажности ваздуха, облачности, видљивости, као и пренашањима топлоте и водене паре, и њиховој расподели преко земљине

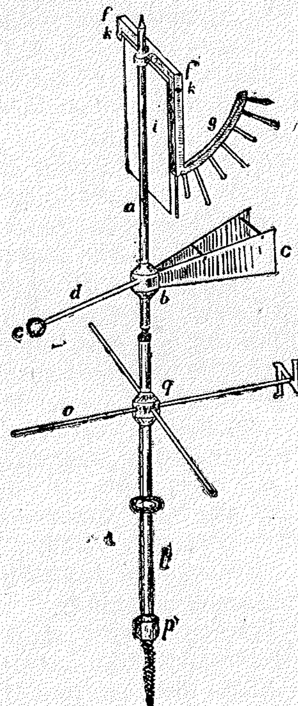
површине. И сам ветар је важан метеоролошки елеменат, баш у погледу промена времена.

Ветар је потпуно одређен ако су му утврђени правац из кога дува и јачина; али, пошто ови често подлежу великим и наглим колебањима, тачно одређење његових особина је тешко. Ветар се, по својим битним обележјима, разликује од свих осталих метеоролошких елемената. Он има, наиме, векторску количину, која има правац и величину, обележену повученом линијом од њеног почетног до крајњег положаја (слика 67, линија OB; стр. 269), а дужина ове одговара брзини ветра.

П р в а   г л а в а

МЕРЕЊЕ, ОДРЕЂЕЊЕ ОБЕЛЕЖЈА И ПРОРАЧУНАВАЊЕ ВЕТРА

147. **Мерење правца и јачине ветра.** — За одређивање битних обележја ветра служи в е т р о к а з, од којих се највише употребљава в е т р о к а з   о д   В и л д а (слика 65). Овај ветроказ је састављен из тање гвоздене цеви *a*, која се увуче у ширу али делимично шупљу гвоздену цев *l*, тако да се прва слободно окреће око управне осе. При врху горње цеви *a* причвршћено је мерило за јачину ветра. Његови саставни делови су: хоризонтална оса (*ff*), која је везана са кружним луком *g*, и лимана плоча *i*. Ова је завртњима (*kk*) тако причвршћена о хоризонталну осу да слободно виси у управном положају, а при ветру се покреће тим више нагоре, што је овај јачи. Испод лука *g* учвршћени су подеоци у виду гвоздених зупчаника. Они, од доле нагоре, имају ознаке од 1 до 8, а свакој од њих одговара оволика јачина ветра, изражена у метрима на секунд:



Слика 65. — Ветроказ од Вилда

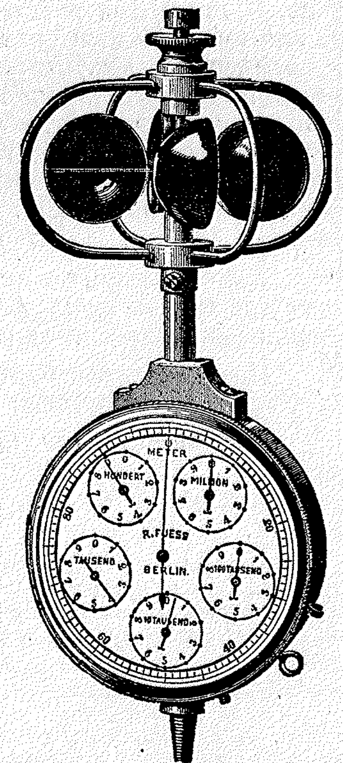
1	2	3	4	5	6	7	8	
0	2	4	6	8	10	14	20	м/сек.

На средњем делу горње цеви потпуно је учвршћен муф *b* у који су с једне стране увучена лимана крила *c*, а на супротној гвоздена шипка *d* са куглом *e* на крају. Ови се сасвим слободно окрећу око управне осе, према променама у правцу ветра. Правац из кога ветар дува показује кугла *e*. Око 5 до 10 цм ниже од горњег краја непокретне цеви *l* причвршћена је на муфу *q* т.зв. ружа ветрова, састављена од четири хоризонтално постављене тање гвоздене шипке *o*, које се секу под правим углом. Оне су постављене у правац четири главне стране видика, тако да шипка са словом *N* на крају долази у правац севера.

При постављању ветроказа треба пазити да је што удаљенији од зграда, дрвета или других предмета, који би га заклањали са било које стране. Најпогодније је да се постави на дрвени стуб, висок 6 до 10 метара, према положају места, или на највиши део зграде, где ветар несметано дува са свих страна, и где посматрач може утврдити на ветроказу све стране са којих дува. Доњи део стуба мора се укопати у земљу 1.5 м дубоко, и добро утврдити са две стране, да би стално остајао у управном положају.

Пре укопавања стуба у земљу треба, на његовом горњем врху, саставити и учврстити ветроказ. Прво се цев *l* ушрафи на врх стуба, помоћу француског кључа, на задебљаном делу *p*. При ушрафљивању се мора пазити да цев буде постављена потпуно управно и да цео завртањ уђе у дрво. Цев би, у противном случају, била нагнута постранце, и ветроказ не би показивао тачан и сталан правац ветра, јер би га покретала само снажнија кретања ваздушних маса. После тога се на цев *l* поставе и сви остали саставни делови. Када је све то готово, врх цеви *l* се намаже штауферовом машћу, па се после на њу стави покретна цев *a* са свима својим саставним деловима. Подмазивање врха цеви *l* треба вршити бар свака три месеца, да се не би излизао и да се покретни делови ветромера могу лакше окретати, без великог трења.

Јачина одн. брзина ветра се може тачније одредити помоћу других направа које се зову а н е м о м е т р и (грч. ἄνεμος = ветар, μέτρον = мера). На већим метеоролошким станицама се обично употребљава а н е м о м е т а р   о д   Р о б и н с е н а (слика 66). Принцип му је у томе, што ветар врши јачи притисак на шупљу, него на испупчену површину, а тиме производи окретање шупљих површина у једном правцу. Главни саставни део су му четири шупља полукугласта метална суда. Шупљина једног суда увек је окренута према испупченом делу суседног суда, а сви су причвршћени на крају четири једнако дугачке металне шипке, које се секу под правим углом. Ове су чврсто спојене са врло покретном вертикалном шипком као осом. Према променљивим јачинама ветра, обрћу се и ове шупље металне полукугле променљивим брзинама око вертикалне осе, на чијем се доњем крају налази бескрајни завртањ; он је у вези са сказаљкама које показују број пређених метара у одређеном времену. Помоћу овог анемометра се одређује с р е д њ а   б р з и н а   в е т р а. Ако је за време од једног минута прочитано 474 метра пређеног пута, тада је средња брзина 474 : 60 = 7.9 м/сек. У слици је показан мали, ручни анемометар; истог су састава, само већих димензија, и анемометри на станицама. Када су ови спојени електричним



Слика 66. — Анемометар од Робинсена (ручни)

жицама и часовним механизмом, какав је код термографа (параграф 39 на крају), зову се анемографи, јер сами бележе тренутне брзине ветра. Анемометри, који су стално изложени ваздуху, боље су осигурани од његових утицаја, него ручни енемометар, који се употребљава повремено. На метеоролошким станицама I реда, тј. онима које — поред осталих — имају и све ауторегиструјуће инструменте, мере се и притисци ветра, који указују на његову структуру (параграф 153).

148. **Бофорова скала за процену јачине ветра.** — На великом броју метеоролошких станица нема напред поменутих инструмената, те се јачина ветра мора процењивати. То се сада. обично, врши помоћу Бофорове скале, која се употребљава и у међународним радиотелеграфским извештајима о времену. Она је подељена на 12 степена и углавном постављена према деловању ветра на разне предмете, као што ће се видети из њихових обележја (таблица 44). Наравно да су ова мање или више неодређена и нису погодна за сва места. Ветрови су, поред тога, толико зависни од споредних чинилаца, особито рељефа земљишта, да процене имају обично локални значај.

Већ је одавна покушавано да се процењене јачине ветра изразе у апсолутним вредностима, метрима у секунду, према подацима анемометара, и према претпоставкама да се јачина приземног ветра процењује за висину од 6 м изнад равног земљишта, на којој су отприлике постављени и анемометри. Међународни метеоролошки комитет је, међутим, у једној од својих резолуција јула 1946, препоручио да се, као висина мерења брзине ветра, узме 10 метара, и дао је одговарајуће вредности у м/сек за сваки степен Бофорове скале; поред тога је препоручио да се, као јединица брзине ветра у радиотелеграфским извештајима о времену, узме узао (чвор; рус. *узелъ*, франц. *noeud*, енгл. *knot*, нем. *Knoten;* одговара морској миљи = 1852 м). На основу тога су дате вредности у таблици 44.

Ако је анемометар на мањој или већој висини од 10 метара треба му одређене брзине ветра свести на висину од 10 м. На пример, ако је на висини од 20 м корекција је око 20%.

Прерачунавање брзине ветра из м/сек у км/час и обратно налази се у прилогу, у Таблици VIII и Таблици IX.

149. **Везе између јачине, брзине, притиска и кинетичке енергије ветра.** — За техничке потребе је много важнији притисак ваздуха, него његова јачина и брзина, па стога треба показати како се први може одредити.

Познато је да свако тело у кретању врши неку силу на друго мирујуће тело, која се испољава као притисак у правцу струјања, дакле на ону површину мирујућег тела која је окренута томе правцу. Ветар врши притисак на предњу страну тела, управно на његов правац дувања, који је, према аеродинамичким законима, изражен једначином:

$$q\ (\text{кг/м}^2) = \frac{1}{2} v^2 \varrho; \qquad (91)$$

у њој је v брзина у м/сек, ϱ густина ваздуха у кг/м^3. Али је притисак ветра на неко тело зависан и од његовог облика и величине. За границе брзина, у којима су ваздушне силе инерције меродавне за притисак ветра, вреди следеће квадратно правило:

Таблица 44. — Обележја за процену јачине ветра по Бофоровој скали са одговарајућим апсолутним брзинама

сте-пен	јачина	обележје	м/сек	км/ч	узли/ч
0	тишина	потпуно тихо; дим се диже управно	0,0	0	0
1	лахор	дим се диже готово управно	0,9	3	2
2	поветарац	повремено креће лишће на дрветима	2,4	9	5
3	слаб ветар	покреће заставе и лишће шибља и дрвета у доста непрекидно кретање	4,4	16	9
4	умерен ветар	лепрша заставом, повија гранчице	6,7	24	13
5	јак ветар	повија веће гране, постаје непријатан за чула, баца таласе на стајаћим водама	9,3	34	18
6	жестоки ветар	чује се како хуји изнад кућа и других чврстих предмета, креће тања дрвета, баца таласе на стајаћим водама од којих се неки запенуше	12,3	44	24
7	олујни ветар	повија тања стабла, пребацује таласе на стајаћим водама, који се запенуше	15,5	55	30
8	олуја	повија цела јача стабла, ломи гране, осетно задржава човека који корача у правцу ветра	18,9	68	37
9	јака олуја	ломи веће и јаче гране, наноси штету крововима	22.6	82	44
10	жестока олуја	обара и ломи дрвета, обара слабе димњаке, наноси знатне штете зградама	26.4	96	52
11	вихор	тешка разоравајућа дејства, рушење кровова са зграда	30,5	110	60
12	оркан	уништавајућа дејства	34,8	125	68

$$q = c . \frac{1}{2} v^2 \varrho . R. \qquad (91a)$$

Ту је R пресек тела, c број отпора. Последњи је константан за кружне плоче, отприлике раван вредности 1.10. Али је c, уопште, број који се мора одредити за свако тело, јер је зависан од његова облика; поред тога је и променљив, према неједнаким брзинама дувања ветра.

Енглески искусни посматрачи су пажљивим упоређивањем процена са анемометарским регистровањима брзине ветра поставили еквивалентну скалу, која се може приближно изразити следећим једначинама:

$$P = A v^2 \varrho, \qquad (92)$$

општа једначина, сличног облика са једначином (91а), у којој је A константа, зависна од облика и величине плоче, а P притисак ветра изражен у фунтама (око 454 грама) на квадратну стопу (око 929 цм²).

За округлу плочу са приближном површином од квадратне стопе и за нормалну густину ваздуха вреди једначина

$$P = 0.003v^2, \qquad (93)$$

у којој је v изражено у енглеским миљама на час (1.61 км/час или 0.447 м/сек).

Ако се јачина ветра по Бофоровој скали означи са F, биће одговарајући притисак ветра

$$P = 0.0105 F^3. \qquad (94)$$

Последњим двема једначинама добија се непосредна веза између јачине ветра по степенима Бофорове скале и одговарајуће средње брзине ветра у миљама на час, која изгледа овако

$$v = 1.87\sqrt{F^3}. \qquad (95)$$

Енглеска метеоролошка служба служи се овим једначинама да би се могле изразити везе између јачине, брзине и притиска ветра. Пошто је сразмера између квадратне стопе и квадратног метра 1 : 10,765, а енглеске фунте и килограма 1 : 2,2046, притисци ветра за поједине степене Бофорове скале изражени су, по једначини (94), у килограмима на површину од једног квадратног метра:

Бофорова ск.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
кг/м²	0,1	0,4	1,4	3,3	6,2	11,1	17,2	26,2	37,4	51,2	68,2	88,5

За поједине брзине ветра у м/сек или за одговарајуће брзине у км/час, притисци ветра су, по једначини (93) и прерачунати на кг/м², оволики:

м/сек	3	6	9	12	15	18	21	24	27	30	33	36	39
кг/м²	0,7	2,6	5,9	10,6	16,5	23,8	32,3	42,2	53,4	65,9	79,7	94,9	111,3

Формула $v^2 : 16$, изведена из једначине (91), даје за 15% мање притиске ветра (у кг/м²) од једначине (93).

Колико је важан притисак ветра за практичне потребе види се и по томе што је, почетком овог века, била расписана врло велика награда ради конструкције инструмента за његово непосредно мерење. Али још ни данас нема о томе важном питању довољно научних података, па ни погодних једначина да би се, према мереним брзинама ветра, могли добити и тачни подаци о одговарајућим притисцима ветра.

Разорно дејство ветра настаје углавном стога, што ветар дува у појединачним ударима који се мање или више понављају у периодима (параграф 153). Погођени предмети су тиме стављени у клатеће кретање. Ако би се удари ветра понављали у погодним размацима времена, рецимо сваких пет или осам секунада, њихова би се дејства сабирала, и на тај начин појачавала, све док се не сруши ветру изложени предмет.

Сер Непеор Шо је прорачунао кинетичку енергију ветра, у џаулима, за поједине степене Бофорове скале. Тако

1 тона	поветарца	(јач. = 0—3)	има кинет. енерг. мању од 3×10^4	џаула
„ „	умереног ветра	(4—5)	„ „ „ од 3×10^4 до 10^5	„
„ „	жестоког ветра	(6—7)	„ „ „ од 10^5 до 3×10^5	„
„ „	олује	(8—9)	„ „ „ од 3×10^5 до 6×10^5	„
„ „	вихора	(10—11)	„ „ „ од 6×10^5 до 1.2×10^5	„
„ „	оркана	(јач. 12)	„ „ „ од 1.2×10^6 до 10^6	„

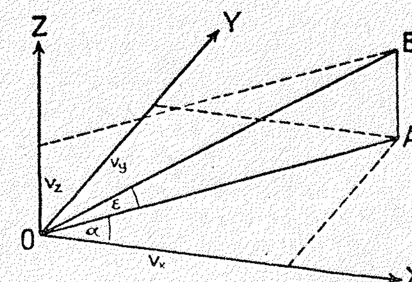
150. **Одређење правца ветра.** — Правци ветра се зову према оној страни света с а к о ј е в е т а р д у в а. Тако, на пример, ветар који дува са југозапада зове се југозападни ветар; ако дува између правца запада и југозапада зове се западно-југозападни ветар, итд. Али се правац ветра може изразити и тачније, на пример као W17°S или W64°S, што значи да први ветар дува из правца који је за 17° јужније од запада, док други ветар дува из правца који је 64° јужније од правца запада, дакле знатно ближе југу.

Обично се, међутим, правци ветрова означују према ружи ветрова од 32 дела, тј. између два суседна правца ветра је разлика од 11°15′ (= 360° : 32). То значи да се као северни ветар назива свако кретање ваздуха које је од правца севера удаљено по 5°37′30″ према истоку и западу, а то вреди и за све остале. Називи и бројке праваца ветра за међународну радиотелеграфку службу иду овим редом: N према E = 01, NNE = 02, NE према N = 03, NE = 04, NE према E = 05, ENE = 06, E према N = 07, E = 08, ..., SE = 12, S = 16, SW = 20, W = 24, NW = 28, N = 32; C (тишина) = 00.

За практичне потребе се већином употребљују 16 праваца ветра, дакле и међуправци између осам главних праваца видика, а најчешће само ови последњи.

Одређење правца ветра не чини никакве тешкоће ако је земљиште потпуно слободно; поред тога има и довољно помоћних средстава, да би се правци ветрова приближно одредили и без нарочитих инструмената. При томе је нужно само да су посматрачу добро познате главне стране света, осам најглавнијих тачака за оријентисање. Врло су погодни високи димњаци, јер правцу дима не сметају никакви предмети, зато што је на доста већој висини изнад ових. И при летењу преко копна се обично свугде наилази на понеку ознаку којом се може одредити правац ветра. На летењу преко мора даје кретање таласа ослонац за правац ветра. Мртво море није, кадикад, поуздана ознака тренутног правца ветра, јер чешће може у знатној мери отступити од владајућег правца ветра.

Потребно је на овом месту споменути да се морнарски кругови, особито морнарица, другачије изражавају о правцу ваздушних кретања. Тамо се, на пример, под североисточном ваздушном струјом подразумева такво кретање које је у п р а в љ е н о према североистоку, дакле оно што се зове у метеорологији југозападни ветар или југозападна ваздушна струја. Исто је тако и у математичком начину посматрања; вектор се означује правцем п р е м а к о м е п о к а з у ј е, а напред је написано да и ветар има векторску количину.



Слика 67. — Компоненте вектора

Правац ветра, наиме, одређује се у хоризонталној равни његовим азимутом, али се мора узети у обзир и колико је његов правац н а г н у т према тој хоризонталној равни. Везе између појединих компонената његове брзине показује слика 67. Узмимо југозападни ветар који не дува

сасвим хоризонтално, него под углом око 10° навише. Ако је X-оса управљена према истоку, $У$-оса према северу, Z-оса управно, ако је, даље, v цела брзина ветра, α азимут његова кретања, рачунат позитивно од истока преко севера, ε нагибни угао ветра према хоризонталној равни Х-У, тада ће, од целокупне брзине, одређени делови отпадати на поједине компоненте ветра: v_x у правцу истока, v_y у правцу севера, и v_z (= AB) у правцу навише. У томе случају вреде следеће једначине

$$v_x = v \cos \varepsilon \cos \alpha; \quad v_y = v \cos \varepsilon \sin \alpha; \quad v_z = v \sin \varepsilon; \tag{96}$$

по чему је

$$v = \sqrt{v_x^2 + v_y^2 + v_z^2}. \tag{97}$$

Синуси и косинуси углова имају оволике вредности:

$$\sin \alpha = v_y : \sqrt{v_x^2 + v_y^2}; \quad \cos \alpha = v_x : \sqrt{v_x^2 + v_y^2};$$

$$\sin \varepsilon = v_z : \sqrt{v_x^2 + v_y^2 + v_z^2};$$

$$\cos \varepsilon = \sqrt{v_z^2 + v_y^2} : \sqrt{v_z^2 + v_y^2 + v_z^2} \tag{98}$$

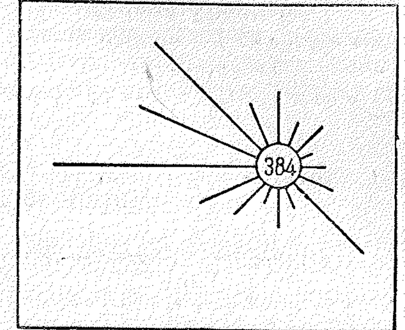
Резултанта компонената v_x и v_y је права OA, а вектор је претстављен правом OB са целом брзином ветра v.

Вертикална компонента ветра, иако уопште незнатна, има нарочити значај на сва временска збивања. Из тога разлога треба обратити велику пажњу на опажања и мерења вертикалних кретања, ма да за то постоје знатне тешкоће.

151. **Честина (учестаност) ветрова из разних праваца.** — Прорачунавање опажених праваца ветра прилично је отежано, јер се овде не могу извести аритметичке средње вредности, као што се чини код већине осталих метеоролошких елемената, него се поступа другачије. За одређен период времена се израчуна колико је пута дувао ветар из сваког правца, и колико је, у истом периоду, било тишина. Ако се то врши за поједине месеце, рецимо у периоду од 20 година, мораће се добијена учестаност ветрова из разних праваца изразити у процентима или промилима, јер постоји велика разлика између фебруара и месеца са 31 даном. Познато је да се посматрања врше трипут дневно, па ће у фебруару, заједно са преступним годинама, бити — у току 20 година — учињено 1695 посматрања, а у суседном јануару или марту по 1860 посматрања, дакле за 165 више. Као пример ће се узети честина ветрова и тишина у Београду, у периоду 1921 до 1940, за месеце јануар и јули, изражена у промилима:

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	C
јануар	29	11	6	11	25	146	139	22	25	5	13	29	92	37	64	21	325
јули	35	13	22	5	15	22	65	12	23	6	26	41	127	82	94	28	384

Честина ветрова из појединих праваца може се графички приказати тако, што се одговарајуће честине унесу, као дужине, на полупречнике круга за сваки поједини правац ветра. Другим речима, морају се уцртати 16 полупречника, на размацима од по 22°30′ (= 360° : 16). Честина тишина се обично упише, бројевима, у круг, од чијег обима се почиње мерити дужима одговарајуће честине ветра из неког правца. Честина ветрова из разних праваца и тишина у Београду изнесена је за месец јули у слици 68. То је т.зв. ружа ветрова. Ветрови из разних праваца дувају у њој према средишту круга. Крајње тачке правих линија одговарају, дакле, правцима из којих ветрови дувају. Ако би се нацртала ружа ветрова за који други месец, видело би се да има нешто другачији изглед, који се мења тим више, што се иде ближе према супротном месецу, у овом случају јануару.



Слика 68. — Ружа ветрова за месец јули у Београду

Потребно је истаћи и чињеницу да се честина ветра из одређеног правца знатно мења под утицајем опште расподеле атмосферског притиска, под утицајем неједнаког отстојања разних места од морске обале, у знатној мери и под утицајем рељефа земљишта, као и неких других, мање важних чинилаца. То је узрок што разна места имају сасвим различиту честину ветрова из разних праваца; чак и исто место има чешће врло различиту честину ветрова из разних праваца, као — на пример — Београд у два супротна месеца, или у истом месецу две различите године.

152. **Одређење просечног правца и просечне брзине ветра.** — Корисно је за неке практичне сврхе да се прорачуна просечни правац ветра, а то се може учинити помоћу Ламбертове формуле. Правци ветрова се, према сразмери њихове честине и јачине, могу сматрати као силе, па се, према познатим правилима механике, треба да одреде резултанта правца и резултанта јачине. Смисао тог прорачунавања је да се, за одређено време, неки месец или годишње доба, утврди колик е ваздушних маса пренесено под утицајем атмосферских кретања. Ламбертова формула омогућава да се, помоћу компонената, одреде величина и правац резултанте, и то нарочито по брзинама ветрова из разних праваца. За динамичке сврхе, у првом реду за динамичку метеорологију, од вредности је само заједничко прорачунавање просечног правца ветра и његове јачине. То је општи значај Ламбертовог начина прорачунавања. Сваки ветар, по њему, долази до изражаја сразмерно његовој јачини, тако да слабији ветрови имају мањих утицаја од јачих.

Просечно стварно пренашање ваздушних маса, онд. просечна брзина и просечни правац ваздушних струја, дакле векторски збир свих опажених ветрова, може се — за сваки месец — прорачунати по једначинама

$$R = \sqrt{A^2 + B^2} \quad \text{и} \quad \tan \alpha = \frac{A}{B}, \tag{99}$$

у којима је R просечна брзина ветра, α просечни правац ветра, а

$$A = N - S + (NE + NW - SE - SW) \cos 45°$$
$$B = E - W + (NE + SE - NW - SW) \cos 45°.$$

Али се A и B могу разделити у по две компоненте са супротним правцима:

$$N + NE\ \cos 45° + NW\ \cos 45° \qquad E + NE\ \cos 45° + SE\ \cos 45°$$
$$S + SE\ \cos 45° + SW\ \cos 45° \qquad W + NW\ \cos 45° + SW\ \cos 45°.$$

Да би се те четири компоненте могле свести на две, треба N одузети од S и E од W, или обратно, према томе која од њих има већу вредност. А тада се добија тражена резултанта.

При прорачунавању се, уместо појединих праваца E, NE, итд., узму одговарајуће вредности честине или, још боље, брзине ветра, а међуправци се помноже са cos 45° (= 0,7071). То ће се показати на примеру Београда за месец јули, у коме су брзине прерачунате са 16 на 8 праваца ветра:

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
брзина м/сек	јули	2.2	2.1	2.0	2.2	1.7	1.9	2.2	2.6
	јануар	2.2	2.8	5.6	5.0	2.5	2.2	2.1	2.2

Просечни правац ветра се прорачунава овако:

$$N = 2.2 + (2.1 \times 0.7071) + (2.6 \times 0.7071) = 5.523 \qquad E = 2.0 + (2.1 \times 0.7071) + (2.2 \times 0.7071) = 5.041$$
$$S = 1.7 + (2.2 \times 0.7071) + (1.9 \times 0.7071) = \underline{4.599} \qquad W = 2.2 + (2.6 \times 0.7071) + (1.9 \times 0.7071) = \underline{5.381}$$
$$A = N - S = 0.924 \qquad B = W - E = 0.340$$

По томе је

$$\tan \alpha = \frac{A}{B} = \frac{924}{340} = 2{,}7176$$

а

$$\alpha = 69.8°.$$

Дакле је просечни правац ветра W69.8°N или N20.2°W, другим речима отприлике северо-северозападни правац. Величина резултанте или средњег вектора ветра је 0.98, што значи да је просечна брзина ваздушног кретања у јулу око 1 м/сек.

При употреби свих 16 праваца ветра додају се свакој компоненти још по четири споредна међуправца ветра, и то за оне који су најближи главном правцу помножено са cos 67.5° (= 0.3827), а за најудаљеније помножено са cos 22.5° (= 0.9239), дакле овако за северну компоненту:

$$N + NNW \cos 67.5° + NW \cos 45° + WNW \cos 22.5° + NNE \cos 67.5° + NE \cos 45° + ENE \cos 22.5°$$

Исти се споредни међуправци додају и код три остале компоненте.

У Београду су средње брзине ветрова из 16 праваца оволике у месецу јануару и јулу (м/сек):

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
јануар	2.0	1.8	1.6	5.0	4.7	6.0	4.5	3.8	1.9	2.6	1.9	2.5	2.0	2.2	2.1	2.9
јули	1.9	2.7	2.0	1.7	1.9	2.2	2.2	2.4	1.5	1.4	1.9	2.1	2.1	2.6	2.5	2.6

Просечни правац ветра у Београду, у месецу јулу, прорачунат је помоћу последњих компонената, за свих 16 праваца, по подацима у предњој таблици. Његова вредност је E73.6°N или N16.4°E, а величина средњег вектора ветра око 1.31. Као што се види, разлика у азимуту, према прорачунавању са подацима из 8 праваца, износи више од 36.5°, дакле је прилично знатна, док је код просечне брзине ваздушних кретања у јулу нешто већа, око 1.3 м/сек.

Сличних разлика има и у јануару, супротном месецу од јула. Азимут просечног правца ветра је, према подацима са 8 праваца, 107.5°, тј. просечни правац ветра у јануару је E17.5°S или S72.5°E, дакле готово источно-југоисточни правац, док је према средњим брзинама ветра из 16 праваца просечни правац ветра E28.9°S или S61.1°E. Разлика је у овом месецу незнатна, свега 11.4°. Али су доста веће разлике у величини резултанте, одн. просечној брзини ваздушних кретања; ова је у првом случају 6.2, у другом, 7.6 м/сек.

Средњи вектор ветра је увек у исто толико важној вези са средњом расподелом ваздушног притиска, као што је појединачни ветар у вези са временском или синоптичком картом. Средња брзина ветра у неком месецу, која је прорачуната без обзира на правце, није, напротив, у никаквој вези са изобарском картом истог месеца. За метеорологију је, дакле, увек важан цео вектор ветра, док се за климатолошке потребе може употребити и средња брзина ветра, одређена без обзира на правац.

153. **Структура ветра.** — Ветар се не може никако сматрати као ваздушна маса која се креће постојаном јачином, што би одговарало средњој брзини ветра у одређеном времену. Јер, Ленгли је, при испитивању физичке природе ветрова (1893), дошао до општег закључка да су релативне пулзације, или трептаји, код ветра тим изразитије, што му је већа средња брзина. Ваздух се, при јаком ветру, креће као вртложаста маса. Брзина му се, у неком тренутку, може повећати до 18 м/сек, да се непосредно затим смањи готово до тишине, па да се поново појача до исте раније јачине. Анемограми, на којима се убележавају тренутни притисци, одн. брзине ветра, дају очигледну слику о облицима кретања ваздуха. Ти анемограми јасно показују да се притисак ветра стално и веома јако мења, и да увек и свугде изазива појединачне јаче или слабије ударе. Одавна се знало да се, код ваздушних кретања у хоризонталном или скоро хоризонталном правцу, један део њихове механичке енергије стално губи. То је непосредна последица турбуленције, вртложастих кретања или ускомешаности ваздуха (параграф 17 в, пример Брента). Али се само већа од тих ускомешаних кретања могу опазити као слабији удари ветра. Обично је промена између јачања и слабљења ветра повезана и са променама његовог правца, свакако у незнатној мери. Таква структура (или унутрашњи састав) ветра, која се може назвати као ударност или маховитост, јер ветар одиста дува на махове (рус. *порывистость*; фр. *turbulence de l'air;* енгл. *gustines, bumpines;* нем. *Böigkeit)*, добро је позната ваздухопловцима, за које је од нарочите важности да, поред средње брзине ветра, сазнају и величину отступања од ове.

Следећи практични закључци су изведени из статистичких испитивања: 1) Минимална вредност брзине при ударном ветру лежи отприлике при брзини од 0.2 × средња брзина; 2) максимална вредност брзине настаје, при ударном ветру, приближно код брзине од 1.9 × средња брзина; 3) најчешћа екстремна вредност при ударном ветру је отприлике за 8% испод средње брзине. Ти подаци вреде за „претерано ударни" ветар, тј. за такво кретање ваздуха при коме екстремне брзине ветра показују највеће колебање од 1.7, дакле диференцију између 2) и 1).

Џ. С. Дајнес је мерио ударе ветра помоћу нарочите направе на жици, која је везана за змајеве при њиховом дизању. Он је та мерења вршио у размацима од по једног минута, помоћу једначине:

$$B = \frac{V_{макс} - V_{мин}}{V_{сред}} . \qquad (100)$$

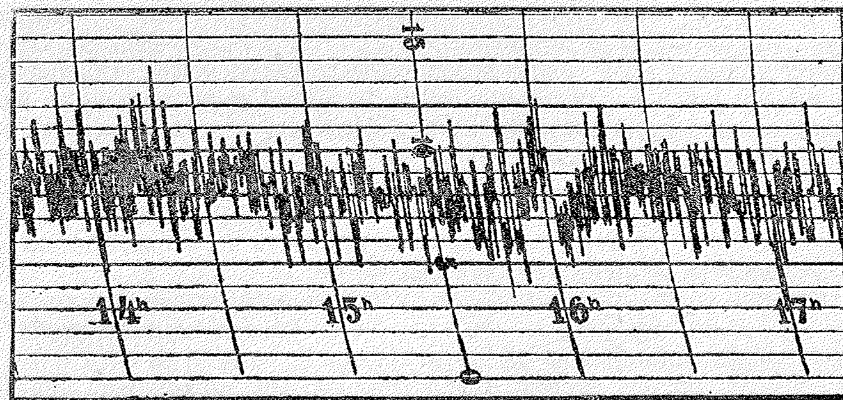
У овој једначини је *B* фактор ударности, тј. сразмера разлике између максималне и минималне вредности брзине ветра подељене са средњом брзином *v* за дотични минут и висину змаја. Холцман је дао другу, једноставнију, једначину, са истим ознакама као у горњој:

$$B = \frac{V_{макс}}{V_{мин}} . \qquad (101)$$

Дајнес је нашао да се фактор ударности у приземном слоју ваздуха од 0 до 150 метара повећа у максимуму до 3.2, а на већим висинама износи тек око 1.5. Тај фактор се може изразити и у процентима вредности у најнижем слоју ваздуха, па је тим начином показано како се фактор ударности са висином знатно смањује:

висински слојеви	0—150—300—460—610—760—915—1065 м								
релативни фактор ударности	100	58	43	46	32	30	27%		

Слике 69 и 70 показују структуру југоисточног и северо-североисточног ветра у Београду. Први се ветар одликује врло изразитим, кратким, оштрим, час јачим, час слабијим ударима, као што се види из слике 69. Удари су нарочито карактеристични за ветар из југоисточног квадранта, који је 12 јануара 1932 по подне имао особину слабе кошаве. При правој кошави, кад добије олујни карактер, удари су кудикамо јачи, до 25 па и до 30 метара у секунду, одн. 90 до 108 километара на час, а не 12 до 14 м/сек као у наведеном примеру.

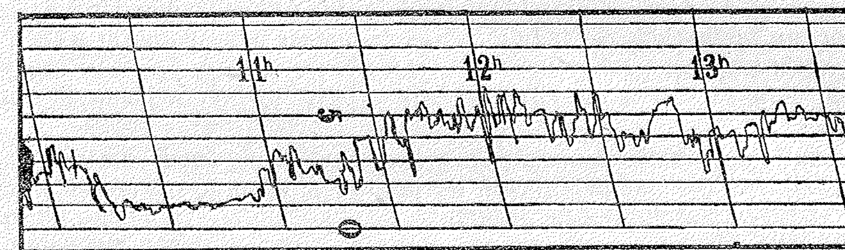


Слика 69. — Структура југоисточног ветра у Београду, 12 јануара 1932 од 14 до 17 часова

Другачији унутрашњи састав имају северни и северо-североисточни ветар, који је, на пример, дувао у Београду 10 фебруара 1932 око подне (слика 70); сасвим је слична структура и код ветрова са северозападног и југозападног квадранта. Ту нема онолико јаких и кратких удара, као

код ветра са југоисточног квадранта, него добија више облик ступњева. Средња брзина ветра се нагло повећа, а тачке у преокретима регистровања групишу се, по неком закону, око те нове средње брзине. Највеће су пулзације обично при почетку ступња ветра; затим се њихова колебања, па и средња брзина, постепено смањују, док не дође до новог образовања ступња. Из слике се јасно види како овај ветар задржава исту брзину 2 до 5 минута, како се брзина ветра спорије повећава или смањује, него код ветра са југоисточног квадранта, и како су стварни удари много ређи и слабији.

Ударност ветра је, у суштини, изазвана трењем струјећег ваздуха са земљином површином. Трење је тим веће, што је ветар јачи и што су веће неравнине земљишта (параграф 161). Планине стога условљавају знатно већу ударност од низија; шуме, градови, прибрежја мора и река такође повећавају ударност. Ударност ветра се осећа, отприлике, до висине од 2500 метара. Велика ударност ветра нарочито се опажа при морским обалама. Свакако је то последица веће брзине ветра (таблица 50, стр. 309). Одиста, ветрови са океана имају знатно већу ударност од ветрова из унутрашњости копна са истом јачином, јер тада упливишу неједнаке величине трења.



Слика 70. — Структура северо-североисточног ветра у Београду, 10 фебруара 1932 од 10 до $13^1/_2$ часова

Барков је при својим испитивањима утврдио да су нагле промене у правцу и брзини ветра, т.зв. „немир ветра", најчешће рано по подне, за време највише температуре, и у пролеће, када је опадање температуре са висином највеће (параграф 59). Узрок немиру ветра је очевидно велика разлика у температури између тла и виших атмосферских слојева. Барков је, исто тако, за мерење јачине турбуленције, употребио најмања, термоелектрички утврђена колебања температуре. Средње трајање колебања температуре у току од два часа, рачунато од једног до другог максимума, износило је 4.6 до 17.2 секунда. Производ између периода трајања ових колебања и одговарајуће средње брзине ветра означио је као „елеменат турбуленције". Овај се повећава са брзином ветра: при ветру од 1—2 м/сек је 18 метара, при 5—6 м/сек 35 м, при 14—16 м/сек 141 метар То су средњи пречници путања, које ваздушне честице описују услед турбуленције. Кружног су облика само при адијабатском опадању температуре.

Турбуленција, међутим, није проузрокована само препрекама и неравнинама земљишта, или разликама у температури, него је и механичка особина самог струјања, тј. мешања ваздушних честица једних са другима.

По свему наведеном излази да ветар није довољно окарактерисан његовом средњом брзином; доказано је да се састоји из многобројних пулзација око средње брзине, чије амплитуде зависе од положаја места и од самог анемометра. Средња брзина је производ свих узастопних удара и тишина, тј. врло наглих и спорих кретања ваздуха. Обострана отступања износе око 5% на слободном положају, а код континенталних станица се повећају од 15 до 30% и више.

154. **Просторно поље ваздушног кретања.** — Пошто је свака тачка у атмосфери окарактерисана одређеним правцем и одређеном брзином ветра, може се закључити да увек има и неког поља ваздушног кретања. И саме стрелице ветра у синоптичкој или временској карти дају могућност да добијемо приближну претставу о пољу ваздушног кретања изнад земљине површине.

За поједини месец, међутим, доста је теже предочити у цртежу поље вектора ветра у одређеном простору, дакле поље ваздушног кретања, него вектор ветра у једном месту, као што је учињено у слици 67. То поље се може очигледније претставити ако се на карти уцрта такав систем кривих линија, да се тангента у било којој тачци сваке криве подудара са средњим векторским правцем у тој тачци. Такве се линије зову уопште векторске линије, а у пољу кретања, линије струја. Све ваздушне честице, које се налазе на истој линији струје, крећу се једна за другом по њој.

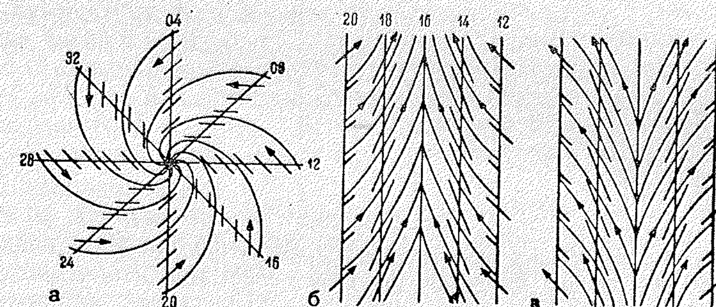
Али је системом линија струја у неком простору одређен само правац, који влада у свакој тачци. Стога је потребан још један цртеж, који у свакој тачци показује величину резултанте, тј. брзину струје. Наравно, ни цртеж са линијама струја не задовољава потпуно, јер — поред хоризонталне компоненте ветра — постоји и вертикална компонента (слика 67). Да би се и то задовољило, нацртају се у сваку карту за поједину надморску висину: 1. хоризонталне линије струја; 2. линије исте хоризонталне брзине; 3. линије истог вертикалног кретања.

При уцртавању линија струја се поступа овако: Сваки податак о просечном правцу ветра упише се бројем, на пр. међународном скалом праваца од 32 дела (параграф 150); тада се линијом споје сви бројеви истога правца, и тако се добије систем изогона (грч. ἴσος = једнак, γωνία = угао). На местима где је брзина ветра равна нули, податак о просечном правцу је неодређен. Стога се ту могу стећи више линија са различитим бројевима правца, па чак и све изогоне. Такве се тачке зову сингуларне (лат. singulus = једини) тачке. У таквом пољу са стрелицама правца могу се уцртати и линије струја, и то тим лакше и тачније, што је — међу уцртане изогоне — придодат још већи број споредних линија.

Примери за изогоне и линије струја на сингуларним тачкама и линијама изнесени су у слици 71. Цртеж *а* претставља линије струја које се стичу у средишту, у т.зв. тачци конвергенције или стицања. Просечни правци ветра у појединим тачкама поља ваздушног кретања означени су стрелицама на правим линијама, које се пресецају.

Из цртежа се види како, на истој правој линији, владају исти средњи векторски правци. Али је векторски правац другачији на свакој од тих правих линија. Линије струја, које су у овом случају увојите, одређују се помоћу уцртаних стрелица. Тако је на правој са бројем 28, средњи векторски правац од северозапада на југоисток, на правој са бројем 24, он је запад—исток, на правој са бројем 20 он је југозапад—североисток. Тога ради, повучена линија струје све више скреће на лево и све више се приближује пресецишту. Та линија струје мора, дакле, бити увојита.

Да би се утврдило да ли одиста постоји сингуларна тачка, обично се узимају у помоћ подаци о ваздушном притиску. Јер, све ће се стрелице, свакако, стицати у средишту предела ниског притиска, док ће се разилазити од средишта предела високог притиска, тј. од тачке дивергенције. То се, донекле, види и из изобарске карте за јули (слика 41). Ту се, изнад северног дела Тихог Океана, ветрови крећу од барометарског максимума према периферији, док се, у јужном делу Азије, ветрови крећу супротно, према најнижем притиску.



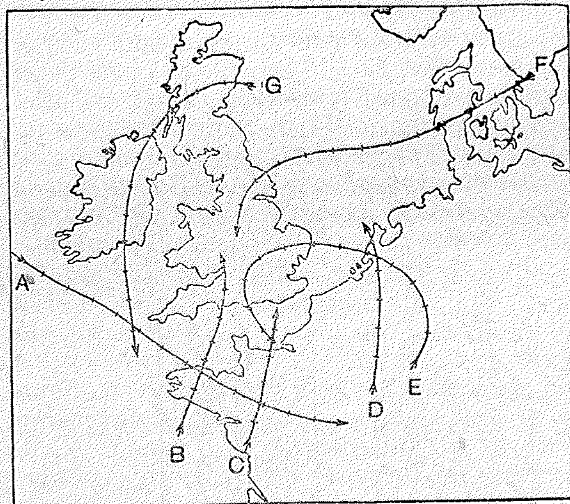
Слика 71. — Изогоне и сингуларна места у пољу линија струја: а) тачка конвергенције; б) линија конвергенције; в) линија дивергенције

Цртеж *б* у слици 71 претставља линију конвергенције. Ту су све линије праве и паралелне, али свака од њих има одређен векторски правац. Овај, са лева на десно, све више скреће од југозападног према југоисточном. На левој линији, са бројем 20, свугде је правац од југозапада на североисток, на десној линији, са бројем 12, правац је од југоистока на северозапад, али је на средњој линији, са бројем 16, правац југ—север. Пошто је и та линија управљена истим правцем, ту средњи векторски правац пада у сам правац линије. Зато линије струја на левој половини све више скрећу на лево, на десној половини, на десно, и сутичу на средњој линији, линији конвергенције. Цртеж *в*, напротив, показује супротност. Ту је у средини линија дивергенције (16); од ње се све линије струја разилазе, лево до 12, десно до 20.

Линија дивергенције се, у изобарској карти, показује у виду гребена или клина високог притиска (параграф 206), а линија конвергенције се истиче као удоље или жлеб ниског притиска (параграф 198).

155. **Путање ваздушних честица.** — Поменуте линије струја нису истоветне са стварним кретањима ваздушних честица, тј. са путањама којима се одређене честице ваздуха крећу и које се зову трајекто-

р и ј е (лат. trans = кроз, jacere = бацити, завитлати). Највећа разлика између линија струја и путања ваздушних честица је у томе, што последње могу пресецати саме себе и путање других ваздушних честица, образовати омче и показивати неке друге чудноватости. Али, наравно, та пресецања или образовање омчи настају у току дужег времена кретања, за које се распоред притисака могао нешто променити, и нису у нескладу са једносмисленошћу кретања. Слика 72 показује неколико трајекторија ваздушних честица око Велике Британије између 30 и 31 децембра 1900. Попречне дуже линијице означују разлике у времену од по два часа, а стрелице правац кретања ваздушне честице по њеној путањи. Појединим путањама су се кретале оволико времена: *A* од 8 до 8 часова (24 часа), *B* од 6 до 18 часова, *C* од 8 до 22 часа, *D* од 18 до 2 часа, *E* од 14 до 8 часова, *F* од 14 до 8 часова, *G* од 14 до 8 часова.



Слика 72. — Путање ваздушних честица између 30 и 31 децембра 1900 око Велике Британије (по Шоу и Лемпферту)

По правцима стрелица се види да је 30 и 31 децембра 1900 владао низак притисак изнад Велике Британије. Минимум ваздушног притиска био је 30 децембра у 18 часова, стварно, источно од Бристолског Залива, а 31 децембра у 8 часова лежао је у Доверском Мореузу, дакле око 250 км даље на истоку. По томе се не сме никад превидети да се и сама барометарска депресија, као засебни систем, креће готово истом брзином, којом се крећу и поједине ваздушне честице при своме кружењу у депресији, и док би то потпуно извршиле, систем се померио даље, те честице ваздуха не остају више под његовим утицајем.

По овом је излагању јасно зашто постоји разлика између трајекторија којима се крећу ваздушне честице и линија струја. Једино ако се распоред кретања у простору не би мењао у току времена, остала би свака ваздушна честица на својој линији струје; тада би трајекторије ваздушних честица биле идентичне са линијама струја. Такав случај непромењивог распореда у простору зове се с т а ц и о н а р н и или п о с т о ј а н случај, а такво кретање је с т а ц и о н а р н о или п о с т о ј а н о к р е т а њ е. Тада би могла постојати различита кретања на разним местима, али би, на истом месту, дувао постојано исти ветар.

Друга глава

ДИНАМИКА ВАЗДУШНИХ КРЕТАЊА

156. **Опште о постанку ваздушних струјања.** — Сунчево зрачење, са својим временским и месним променама, не утиче само на загревање атмосфере, него — посредно — производи разлике у ваздушном притиску, којима су условљени поремећаји у ваздуху, дакле локалне и регионалне циркулације, као и општа атмосферска циркулација. Јер, ради изједначивања разлика у ваздушном притиску и успостављања атмосферске равнотеже, ставе се у кретање мање или веће ваздушне масе, настају дакле ветрови.

Ако би температура на земљиној површини била свугде иста, притисак ваздуха би, са изузетком незнатних разлика услед промене теже са географском ширином, остајао исти свугде изнад земљине површине и на истим надморским висинама. Површине истог притиска би, из тога разлога, биле свугде паралелне површинама једнаких тежа, тј. приближно хоризонталне. Атмосфера би, по томе, била у стању равнотеже и у хоризонталном правцу; она би остајала у миру, јер нема услова за њена кретања. Само неједнакости у загревању изазивају разлике у ваздушним притисцима, а тиме и струје изједначења.

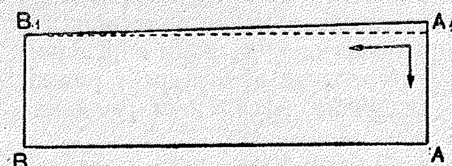
По овоме се види да су разлике у температури сразмерно блиских ваздушних маса први узрок готово свих кретања у атмосфери. За даље посматрање је од највећег значаја ова чињеница: Последица ширења загрејаних ваздушних слојева је, што ће — изнад одређене висине — бити више ваздуха, него раније, док се изнад земљине површине растањио. Из таблице 21 се види (параграф 73) да, под претпоставком непромењивог ваздушног притиска при морском нивоу, притисак на висини од 2.5 км и при приземној ваздушној температури од 25° износи 569 мм, док је на истој висини, али при температури од 15°, 563 мм, дакле за 6 мм мањи. Што је виша температура при земљиној површини, тим већи је ваздушни притисак на одређеној апсолутној висини. За колико се метара повећа висина притискујућег ваздушног стуба на одређеној висини може се прорачунати ако се узме да је *h* вертикално отстојање, *dt* повећање температуре, α кубни коефицијенат ширења ваздуха. Израз

$$dh = h \cdot dt \cdot \alpha \qquad (102)$$

означава, по томе, повећање висине притискујућег ваздушног стуба. Ако узмемо да се температура промени за 1°, тј. да се за толико повећа, биће висина ваздушног стуба (у метрима) за оволико метара повишена, узимајући да је $\alpha = 0{,}003674$:

h у метрима	1000	2000	3000	4000	5000	6000
dh у метрима	3.67	7.45	11.02	14.70	18.37	22.04.

Узмимо сада ваздушни стуб од 4000 метара висине и посматрајмо га од места A до места B, на отстојању од 15 км, под претпоставком да се температура код места A повећала за 1°C. Ту ће се, тога ради, стуб издићи још за 14,7 метара више, до положаја A_1, док ће ваздушни слој на месту B остати непоремећен, тј. неће бити никаква издизања, него ће се налазити на положају B_1. Та величина издизања, према хоризонталном отстојању од 15 км (= AB), нешто је мања од 1.0%, па ипак нарушава атмосферску равнотежу, јер је тежа добила активну компоненту, управљену правцем нагиба нове површине истога притиска A_1B_1 (слика 73). Њој не делује никаква друга сила насупрот, ако се не узме у обзир трење. Честице ваздуха се дуж ове површине истога притиска ставе у кретање, услед њихове велике покретљивости. Ваздух се, дакле, **на висини** креће од места изнад кога је настала разлика у температури према хладнијем пределу, од A_1 према B_1. То би трајало све дотле, док се разлике у притисцима не изједначе и поново се успостави равнотежа сила.



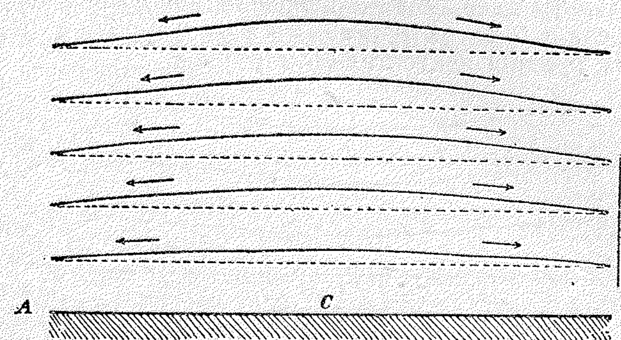
Слика 73.

Чим ваздух на висини почне да отиче од загрејанијег места на земљиној површини, овде ће истовремено, настати слабо смањивање ваздушног притиска, јер је маса ваздуха изнад места A остајала дотле непромењена, при свем томе што се ваздух ширио према висини. Међутим ће, на висини, око места B_1, према коме ваздух отиче, доћи до нагомилавања ваздушних честица, а то се при земљиној површини, у месту B, покаже у слабом повећању ваздушног притиска. Тако се, услед насталих промена на висини, поремети равнотежа и при земљиној површини, јер овде, због нешто повећаног притиска код места B, а нешто смањеног код места A, настане кретање ваздушних честица од B према A, дакле од хладнијег према загрејаном делу земљине површине.

157. Хоризонтално и вертикално кружење ваздуха у пределу неједнаке температуре. — Ако се ваздух изнад мањег дела земљине површине толико дуго загрева да може настати постојано кретање, догађаће се ово:

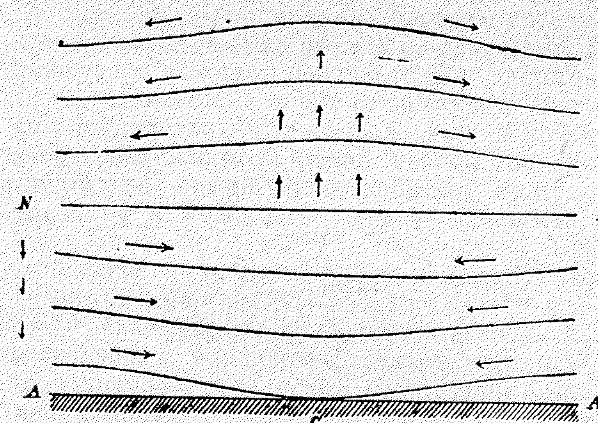
Пре но што се појаве разлике у температури, ваздушни слојеви су непоремећени, у равнотежи, и површине истих притисака су хоризонталне и паралелне са равним површинама копна (слика 74, испрекидане линије). Чим настане загревање, почињу поремећаји, који су тим већи, што је загревање јаче и дуготрајније. Ваздух се изнад загрејаног дела земљине површине C такође загрева, али му се стога запремина повећава, тј. ваздух се почне ширити. Најмањи му се отпор ставља нагоре, јер се

ваздушни притисак са висином смањује, и тиме настане први поремећај у равнотежи атмосферских слојева (слика 74). Површине истих притисака се, услед ширења, дижу на више ниво, тим већма, што су виши ваздушни слојеви, као што показују пуне линије. Пошто је сада ваздушни притисак изнад загрејаног дела земљине површине све више повећан, што је већа висина, према незагрејаним деловима земљине површине код места A и A', ваздух ће отицати на висини од средине загрејаног дела у правцу стрелица. Али, услед отицања ваздушних честица изнад загрејанијег дела земљине површине, почиње ту ваздушни притисак да се смањује, док се изнад незагрејаног дела почиње да повећава, јер тамо стално придолазе нове честице ваздуха.



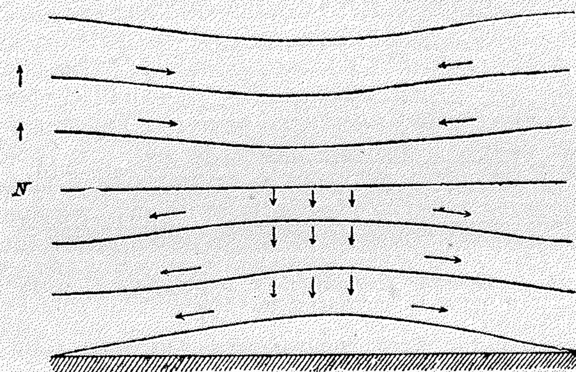
Слика 74. — Почетак атмосферског поремећаја. С = место највећег загревања (по Хану)

Сада настаје други стадиум, односно други поремећај. Чим је ваздушни притисак смањен у приземном слоју, изнад места C, а повећан изнад места A и A', површине истих притисака добију другачије нагибе у нижим слојевима атмосфере. Ту су површине истих притисака нагнуте од незагрејаног према загрејаном делу земљине површине, од места A и A' према месту C, те се и ваздух креће истим правцем, као што то показују стрелице (слика 75). Тај нагиб површина истих притисака у нижим слојевима природна је последица повећаних притисака на местима A и A', а логично је да се са висином смањује, јер је и разлика у притисцима све мања. Стога постоји на извесној висини једна хоризонтална површина истих притисака, дакле неутрални ваздушни слој без нагиба, NN. Ваздух отиче, изнад овог слоја, од загрејаног дела према хладнијој околини, а испод њега супротним правцем, одговарајући и супротном паду површина истих притисака. Јасно је да непрестана кретања ваздушних честица имају једину тежњу да до могућности смање разлике у притисцима и да успоставе атмо-



Слика 75. — Стационарно стање ваздушног кретања изнад загрејаног предела (по Хану)

сферску равнотежу. То би настало прилично брзо, ако би загревање око места C почело да слаби или да сасвим престане. Напротив, ако би загревање било непрекидно, настаће стационарно стање кретања у виду хоризонталног и вертикалног кружења ваздушних маса између загрејаног и хладнијег дела земљине површине, као што то показују нагнуте и управне стрелице. То је појам атмосферске циркулације и са њим везаних конвективних струјања.



Слика 76. — Стационарно стање ваздушног кретања изнад хладног предела (по Хану)

Кружење ваздушних маса се збива у обрнутом правцу изнад оног дела земљине површине (C) који је хладнији од даље околине. Ваздушни притисак се на висини, изнад расхлађеног дела, смањује, честице ваздуха на висини притичу према овом месту, али се тиме притисак на земљиној површини повећава изнад места C (слика 76). По томе су површине истих притисака изнад неутралног слоја нагнуте од места A и A' према месту C, од топлијег према хладном делу земљине површине, а испод неутралног слоја је пад притиска управљен од хладног према топлијем пределу, тј. од C према A и A'. И при оваквим условима може доћи до стационарног стања кретања у виду хоризонталног и вертикалног кружења ваздушних маса, као што то показују готово водоравне и управне стрелице.

Пошто су поменута кружења ваздуха знатно више распрострањена у хоризонталном, него у вертикалном правцу, биће и брзина хоризонталне компоненте код ваздушних кретања знатно већа од брзине вертикалне компоненте, што показује и неједнака дужина водоравних и управних стрелица.

Поред тога, постоји знатна разлика између високих и приземних атмосферских слојева. Ваздушна кретања се на висинама врше без већих препрека и трења, док су изнад земљине површине знатно успорена, услед трења. Барометар се, тога ради, при земљиној површини може дизати или спуштати, а да се истовремено не осете и одговарајућа ваздушна кретања. Потребно је да настане доста велика разлика у ваздушном притиску изнад земљине површине да би се надвладале препреке кретања, одн. утицај великог трења, и да се осети ветар. Тога нема у високим атмосферским слојевима (параграф 161).

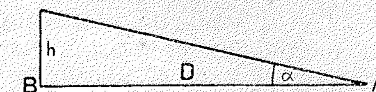
Као пример ваздушних кружења, под утицајем температурних разлика, могу се навести ветар са мора и краја, долински и горски ветар, монсуни и пасатски ветрови (параграфи 173—175, 179, 180).

158. **Везе између разлика у притиску и брзине ветра. Градијент ваздушног притиска.** — У два последња параграфа је изнесен општи принцип, који је основ свим разликама у ваздушном притиску и кре-

тањима ваздуха. Поред тога се видело да се ваздух увек креће од предела вишег према пределу нижег притиска.

Треба сада покушати да се одреди колику ће брзину ветра моћи да проузрокују одређени падови или нагиби површина истог притиска. Пад који изазову површине истог притиска у приземним слојевима може се прорачунати помоћу разлика у ваздушном притиску Δp.

Ако је на месту A ваздушни притисак p, на месту B ако је $p + \Delta p$ (слика 77), може се висина h, на којој ће изнад последњег места владати ваздушни притисак p, одредити изразом $\frac{s}{\rho}\,\Delta p$; у њему су s специфична тежина живе ($= 13.595$ кг/м³), ρ специфична тежина одн. густина ваздуха ($= 1.293$ кг/м³), обе при нормалној вредности (0°C и притисак 760 мм одн. 1013.3 мб). Ако се отстојање означи са D, биће пад површине истог притиска



Слика 77.

$$h : D = (13.595 : 1.293)\Delta p : D = 10.515\Delta p : D = \operatorname{tang} \alpha. \qquad (103)$$

Једна од највећих просечних разлика у ваздушном притиску између два места јавља се у јануару између јужне обале Енглеске и Хебридских Острва. Истрберн има у јануару притисак од 761.9 мм, Бет оф Љуис притисак од 753.4 мм, дакле је на отстојању од 821 км разлика у ваздушном притиску 8.5 мм, У овом случају је, према једначини (103), пад површине истог притиска

$$10.515 \times 8.5 : 821000 = 89.347 : 821000 = 0.0001089 \text{ мм/м}.$$

По томе је пад 1.09 цм/км, а нагибни угао α је 22″.

Ако се ваздух стави у кретање правцем пада ваздушног притиска, добиће убрзање које зависи од величине пада притиска. То убрзање је, при разлици у ваздушном притиску од Δp,

$$G = g \times 10.515 \times \Delta p : D, \qquad (104)$$

у којој једначини је g убрзање теже (на 45° шир. = 9.806 м/сек²). Крајња брзина v_x је изражена једначином

$$v_x = \sqrt{2g \times 10.515 \times \Delta p} = 14.36\sqrt{\Delta p}. \qquad (105)$$

Крајња или максимална брзина коју би ваздух добио при праволиниском кретању, и без утицаја трења, оволика је при одређеним разликама у ваздушном притиску:

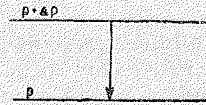
разлика у притиску Δp, у мм	1	2	3	5	10	15	20	25
максимална брзина v_x, у м/сек	14.4	20.3	24.8	31.8	45.2	55.5	64.2	71.8

За одређене разлике у милибарима су максималне брзине мање:

разлика у притиску Δp, у мб	1	2	3	5	10	15	20	25
максимална брзина v_x, у м/сек	12.4	17.6	21.5	27.8	39.3	48.1	55.6	62.2

То су највеће брзине које би могле настати код ваздушних кретања под учињеним претпоставкама. Утицају земљине ротације и трења, који нису били узети у обзир, потребно је неко време да дођу до изражаја код ваздушних кретања. Стога наведене максималне брзине дају прилично јасну претставу о сили удара ветра при изненадном повећању разлике у ваздушним притисцима.

По досадашњем излагању се види да квоцијент $\Delta p : D$, односно разлика у ваздушном притиску на одређеном отстојању, има велика значаја код ваздушних кретања. Пошто се њиме мора често рачунати потребно је да му се да утврђен облик, тј. да се разлика у ваздушном притиску између два места сведе увек на исто отстојање. Споразумно је примљено да се као јединица отстојања узме меридијански степен на земљиној кугли; стога се разлика у притисцима увек своди на отстојање од 111 км, које прилично одговара дужини средњег меридијанског степена. Сведена разлика у ваздушном притиску на то отстојање зове се градијент ваздушног притиска, барометарски или барски градијент или, укратко, градијент. Величина градијента се одређује тако, што се отстојање одреди управно на правац пружања две изобаре уцртане у синоптичку карту (слика 78). Нека се, рецимо, изобаре, у неком тренутку пружају од северозапада на југоисток, и нека је у то доба притисак, сведен на морски ниво, у Земуну 761.3 мм, у Мостару 757.6 мм. Право отстојање између ова два места је 264 км и управно је на пружање изобара, а разлика у притиску између њих је 3.7 мм. По томе је величина градијента изражена једначином



Слика 78.

$$264 : 3.7 = 111 : x,$$

дакле је градијент 1.55 мм.

У синоптичкој метеорологији, међутим, где барски градијент има необично велики значај, ваздушни притисци се мере само у милибарима, дакле у апсолутној мери (параграф 70 при крају), па је подесније да се отстојање сведе на јединицу од 100 км, уместо на меридијански степен. За горњи пример је разлика у ваздушном притиску $3.7 \times 1.3332 = 4.9$ мб, а величина градијента 1.86 мм на 100 км. Али се овај градијент може извести једноставније, јер постоји ова сразмера између 1 мм/111 км и 1 мб/100 км: 1 мм/111 км = 1.2 мб/100 км, дакле је, по горњем примеру, градијент $1.55 \times 1.2 = 1.86$ мб.

Барски градијент има у динамици атмосферских кретања исти значај као пад на рекама. То се најбоље види по овоме: Што је већи пад ваздушног притиска, тим већа је и покретна сила. Или, другачије речено, што је већи барски градијент, тим су ближе изобаре једна другој и тим је већа брзина ветра.

Барски градијент G је, у било коме правцу, раван сили, која у дотичном правцу делује на јединицу ваздушне масе. Он се може изразити једначином

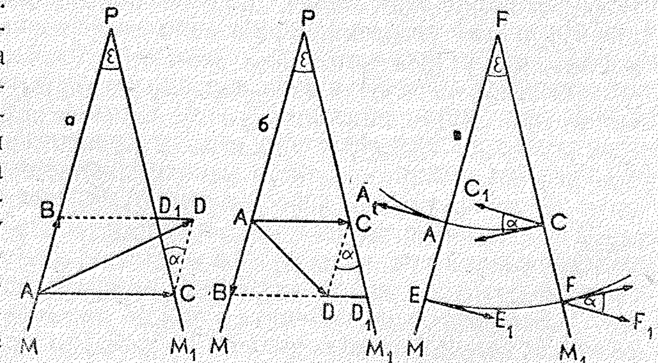
$$G = -\frac{1}{\rho} \times \frac{\Delta p}{\Delta D}, \qquad (106)$$

у којој је p ваздушни притисак, одн. пад притиска, D јединица отстојања одн. дужине, ρ густина ваздуха. Ту је D управљено управно на изобаре.

159. **Утицај земљине ротације на ваздушна кретања.** — Разликама у ваздушном притиску изазвано је кретање ваздушних маса, али већ у почетку кретања почну деловати и друге силе, које му могу битно изменити правац и јачину. Те су, код праволиниског кретања, сила скретања или девијаторна сила земљине ротације и трење, а код криволиниских кретања се придружује и центрифугална сила.

Ваздушне честице се, стога, не крећу правцем барског градијента, него доста отступају од њега. На земљиној површини се то може претставити овако. Свако тело које се креће изнад земљине површине, па и на њој, има две различите брзине: сопствену брзину кретања $AB = v$ и линеарну брзину оног места са кога се креће, под утицајем земљине ротације, дакле брзину $AC = s$ (слика 79). Тело које се креће меридијанским правцем, дуж одређеног подневка, било од севера на југ или обратно, задржава на целом путу исту брзину кретања, услед закона инерције, наравно под претпоставком да нема никаквог трења. Леви цртеж у слици 79, означен са *a*, показује каквим променама подлежи неко тело, рецимо ваздушна честица, ако се креће од југа према северу; цртеж 79*б* показује обрнут случај, а из цртежа 79*в* се види какве се промене збивају ако се честица креће од истока на запад (горе) или од запада на исток (доле). Линије PM означују одређен меридијан, а линије PM_1 положај истог меридијана у који дође после времена dt, под утицајем земљине ротације правцем од запада на исток.

У слици 79*a* и 79*б* је са AB означена сопствена брзина кретања ваздушне честице у тренутку кад се одређен меридијан, при земљиној ротацији, налазио у положају PM. Исти меридијан је, после времена dt, дошао у положај PM_1. Али се сада линија AB налази у положају CD, тј. изгледа да се ваздушна честица, за време dt, кретала правцем CD. Међутим се према меридијану PM_1 види да линија CD сада заклапа са њим угао α, и да је $\sphericalangle\alpha = \sphericalangle\varepsilon$, тј. углу под којим се меридијан PM, после времена dt, померио према истоку, под утицајем земљине ротације. То значи да се ваздушна честица не креће само према северу, него суделује и у кретању Земље, при својој ротацији, према истоку. Стварно се ваздушна честица креће правцем AD, јер је на првобитној ширини φ линеарна брзина земљине ротације (AC) већа, него на ширини ближе полу $\varphi + d\varphi$ (BD_1). Ваздушна честица је, дакле, услед девијаторне силе земљине ро-



Слика 79. — Утицај девијаторне силе на ваздушна кретања

тације, или силе скретања, скренула или истрчала према истоку, и то се стално збива на њеном целом даљем кретању.

Супротно се дешава ако се ваздушна честица креће дуж меридијана од севера према југу. Тада су линеарне брзине земљине ротације све веће, што је мања географска ширина, јер је познато да се и упореднички степен повећава од пола до полутара, а у вези са тим је и линеарна брзина.

Тенденција или величина скретања σ добија се на следећи начин. Брзина кретања честице је AB = CD = v, линеарна брзина места је AC = BD = s, радијално отстојање је PA = PC = k, а лук истрчавања или заостајања, одн. тенденција скретања $DD_1 = \sigma$. Из сличности троуглова PAC и CDD_1 добија се сразмера

$$DD_1 : CD = AC : PA \quad \text{или} \quad \sigma : v = s : k,$$

по чему је

$$\sigma = \frac{v \cdot s}{k} . \qquad (107)$$

Линеарна брзина тела има вредност $s = \omega R \cos \varphi$, радијално отстојање вредност

$$k = R \operatorname{cotg} \varphi = R \frac{\cos \varphi}{\sin \varphi},$$

те једначина (107) прелази у облик

$$\sigma = (v \cdot \omega R \cos \varphi) : \left(R \frac{\cos \varphi}{\sin \varphi} \right) = \omega v \sin \varphi . \qquad (107a)$$

Ту је ω угаона брзина земљине ротације (= 7.29 × 10^{-5} на секунд), *R* земљин полупречник.

Али, тенденција скретања има напред добијену вредност само у првом секунду. Ако се кретање наставља, убрзање је у сваком идућем секунду равно двострукој вредности првог секунда, по чему је величина скретања (или Кориолисова сила, јер од њега потиче најопштије извођење ове силе):

$$\sigma = 2\omega v \sin \varphi . \qquad (108)$$

Вредност 2ω је константна, врло незнатна величина од 0.000146 сек; па ипак је и та незнатна девијаторна сила толико важна за атмосферска кретања да су, због њеног дејства, често превиђене стварне покретне силе.

Слика 79*в* показује како земљина ротација утиче на источни и западни ветар, при којима линеарна брзина земљине ротације не долази у обзир. Ако је барски градијент управљен у правац запада, честица *A* се креће правцем AA_1. Али, када исти меридијан PM, под утицајем земљине ротације, после времена *dt* дође у положај PM_1, честица *A* се нашла у положају *C*, а креће се, услед закона инерције, и даље правцем CC_1, који је паралелан ранијим правцу AA_1. Међутим, док се честица A у првом положају кретала правцем упоредника, тачно према западу, у положају C заклапа са правцем упоредника угао α, који је раван углу ε, тј. углу под којим се меридијан PM, после времена *dt*, померио према истоку, под утицајем земљине ротације. Другим речима, док је честица доспела до положаја *C*, она је из првобитног правца скренула на десно за угао *α*. Исто се збива и код западног ветра, јер се из слике види да је EE_1 паралелно са FF_1, али је од положаја E до положаја F скренуо надесно под углом *α*, који је такође раван углу ε.

На основу свега се долази до закључка да сва тела која се крећу по земљиној површини, па и ваздушне масе, бивају скренуте на десно на северној, на лево на јужној полукугли. По једначини (108) излази да је скретање тим јаче, што је већа брзина ветра, и да је пропорционално синусу географске ширине. Скретање се повећава од полутара, где га уопште нема, јер је $\sin 0° = 0$, према половима, где је $\sin 90° = 1$. Иначе, девијаторна сила земљине ротације није уствари сила, јер нити може извршити какав рад, нити произвести кретање ваздуха. Али је изванредно важна за спољни изглед атмосферске циркулације, у првом реду стога, што упливише на правац ваздушних кретања.

Треба споменути да постоји и вертикална компонента девијаторне силе, која је пропорционална источно-западној компоненти брзине кретања, дакле ишчезава код кретања у меридијанском правцу. Ако се источно-западна компонента брзине означи са v_z, вертикална компонента девијаторне силе има израз $2\omega v_z \cos \varphi$, тј. она је са толиким убрзањем хоризонтално скренута, и то навише управљена при западним ветровима, наниже при источним ветровима, услед смањене центрифугалне силе, а повећане теже. То значи да се западни ветрови уздижу од земљине површине, а источни се спуштају према њој. Поред тога, вертикална компонента ишчезава на половима, где је хоризонтална најјача, а максимум достиже на полутару, где претставља уопште целокупно Кориолисово убрзање, јер ту хоризонтална компонента ишчезне.

Најзад је потребно истаћи да се ваздух већином креће кривим путањама, кружећи око предела ниског и високог притиска, тако да се, осим поменуте девијаторне силе земљине ротације, мора узети у обз скретање од криве путање ваздушног кретања. Та друга сила скретања приближно је равна вредности $v^2 : r$, ако је *r* полупречник кривине путање, и означава дејство центрифугалне силе. Она је позитивна код циклонских, негативна код антициклонских кретања (параграф 160, једначина 109).

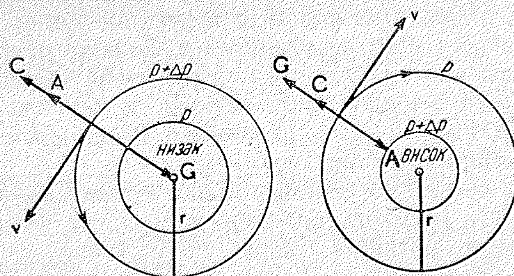
Енглеска научна литература означује прву девијаторну силу као геострофску, другу као циклострофску компоненту градијентског ветра, како их је назвао Сер Непеор Шо. Циклострофска компонента преовлађује код циклона на нижим ширинама већ при умереним ветровима, док су од 40° ка вишим ширинама потребни за то олујни ветрови. Али то вреди само за постојано кретање, без трења, дакле је важно само за више атмосферске слојеве, у којима је трење знатно смањено, као што ће се доцније видети (параграф 161).

160. **Кружење ваздуха изнад топлог и хладног предела под утицајем земљине ротације.** — Вертикално и хоризонтално кружење ваздушних маса изнад загрејаног или хладнијег предела, какво је описано у параграфу 157, добија другачији изглед под утицајем Кориолисове силе. Утицај земљине ротације се осећа већ на незнатном отстојању од полутара. Одатле се ваздушне честице не крећу више правим, него кривим путањама, настају увојита кретања, нека врста вртлога. Сва ваздушна кретања, са изузетком оних на полутару и оних која су ограничена на сразмерно кратка отстојања, добијају — под утицајем силе скретања — вртложаст облик, ма какав их узрок стављао у кретање и у њему одржавао.

Таква скретања настају кад изобаре нису праволиниске, него кривих облика, када се, рецимо, у кружном или неправилно увојитом виду образују око предела ниског или високог притиска. Јер, тада и ваздух око њих струји у увојитим путањама, а услед тога се појави и дејство ц е н т р и ф у г а л н е с и л е, као што је раније споменуто. Ако би кретање требало да постане стационарно, мораће девијаторна сила земљине ротације A и центрифугална сила C скупа да одржавају равнотежу са силом градијента G. Једначина кретања, т.зв. једначина градијентског ветра (параграф 162), гласи тада овако:

$$2\omega v \sin\varphi \pm \frac{v^2}{r} = -\frac{1}{\rho}\,\frac{\Delta p}{\Delta D}\begin{pmatrix}-\text{ антициклони}\\ +\text{ циклони}\end{pmatrix}. \qquad (109)$$

Градијент је управљен или унутра или напоље, према томе да ли изобаре затварају предео ниског или високог притиска, док је центрифугална сила увек управљена напоље. Али, како девијаторна сила земљине ротације делује увек насупрот сили градијента, мораће да, у пределу н и с к о г п р и т и с к а, девијаторна и центрифугална сила буду управљене напоље, а градијентска сила унутра (слика 80). У пределу в и с о к о г п р и т и с к а је другачије: ту су градијентска и центрифугална сила управљене напоље, а девијаторна сила унутра, док тангенцијална линија v означује, у оба случаја, вектор брзине ваздушног кретања.



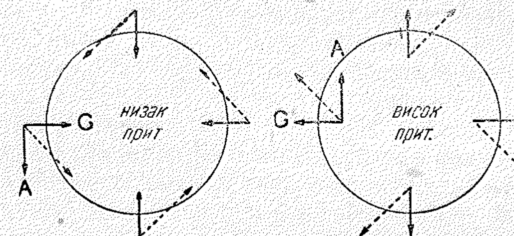
Слика 80. — Правци сила у пределу ниског и високог притиска

Те разлике имају важне последице, јер је у првом случају, за исту брзину ветра, неопходан већи пад притиска, него у другом случају. Другим речима, изобаре морају бити ближе једна другој у пределу ниског притиска, него у пределу високог притиска. Ветар у оба случаја скреће на десно од првобитног правца, онд. од правца градијента, на северној полукугли, на лево на јужној полукугли. У пределу ниског притиска на северној полукугли, ваздушне честице круже око средишта кривине у супротном правцу кретања сказаљке на часовнику, док у пределу високог притиска струје око средишта кривине у правцу кретања сказаљке; на јужној је обратно. Уобичајено је да се то кретање назива, у првом случају, као ц и к л о н с к и п р а в а ц к р е т а њ а, јер се предео са најнижим ваздушним притиском у средишту зове ц и к л о н, б а р о м е т а р с к а д е п р е с и ј а, па и б а р о м е т а р с к и м и н и м у м. У другом се случају зове а н т и ц и к л о н с к и п р а в а ц к р е т а њ а, јер је облик кретања супротан оном око ниског притиска. Стога се и предео са највишим притиском у средишту зове а н т и ц и к л о н или б а р о м е т а р с к и м а к с и м у м. Стрелице на површини кругова у слици 82 показују те правце.

Е к м а н је увео у метеорологију појмове *cum sole* и *contra solem*, тј. са дневним кретањем Сунца или противно од њега, да би се супротни правци кружења ваздушних честица у пределу високог и ниског притиска

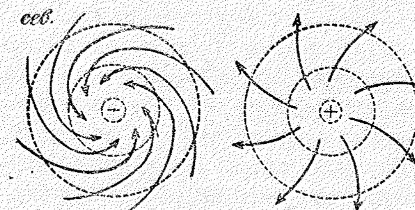
означили заједничким именом на северној и јужној полукугли. Појму *cum sole* одговара, дакле, кретање у правцу сказаљке часовника на северној полукугли и кретање у супротном правцу сказаљке часовника на јужној полукугли, у оба случаја антициклонско кретање. Стога се кретање ваздушних честица у пределу ниског притиска увек зове *contra solem*, а кретање у пределу високог притиска се увек назива *cum sole*.

Јасније се могу показати циклонски и антициклонски правац кретања ветра ако се учини другачији распоред сила. Ваздушне честице би се на западној страни предела ниског притиска кретале правцем градијента G, у виду западног ветра, док би се на западној страни предела високог притиска кретале такође правцем градијента, али у виду источног ветра, јер је сада градијент управљен у супротни правац. Истовремено делују, међутим, девијаторна и центрифугална сила, али у неједнаком смислу, као што је напред изнесено. Њихово дејство A је означено управном компонентом на правац градијента (слика 81), али је веће у пределу ниског притиска, него у пределу високог притиска. Ваздушне честице се, стога, крећу правцем резултанте, у првом случају као северозападни, у другом случају као југоисточни ветар. Поред тога је први ветар више скренут на десно од другога. Исто се збива и на свима осталим деловима предела ниског и високог притиска.



Слика 81. — Нацрт скретања ваздушних струја на северној полукугли

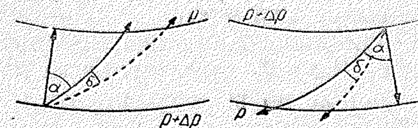
Облик циклонског и антициклонског кружења у хоризонталном правцу показује слика 82 за циклон и антициклон на северној земљиној полукугли. Средиште ниског притиска (барометарски минимум) у циклону означено је са —, а средиште високог притиска (барометарски максимум) у антициклону са +. Из цртежа се могу извући неки важнији закључци: Прво, код циклона су изобаре ближе једна другој, те је пад притиска већи, па по томе је већа и брзина ветра, према условима код антициклона, а то се огледа у неједнаком броју стрелица. Узрок томе је, што у пределу ниског притиска делују, насупрот градијенту, девијаторна и центрифугална сила, док у пределу високог притиска то није случај. Друго, што је такође важно, путање ваздушних честица су у циклону много извијенијег облика, него у антициклону.



Слика 82. — Правци кретања ваздушних маса у циклону и антициклону кружног облика

Те разлике се могу овако објаснити. Код свих увојитих кретања постоји тежња, па и код ветрова, да се — по закону инерције — крећу правом, а не увојитом линијом, тј. да се и даље крећу правцем тангенте. Те тежње има на свакој тачци путање и управљена је према њеној испупченој, конвексној страни, а делује као центрифугална сила, јачином $v^2 : r$.

Ова, у приземном систему ветрова, делује у пределу циклона у истом правцу девијаторне силе, те је целокупно скретање од градијента $\alpha + \delta$, где δ означује скретање под утицајем центрифугалне силе. У пределу антициклона је, напротив, дејство центрифугалне силе супротно, па је целокупно скретање $\alpha - \delta$ смањено (слика 83), као што је споменуто при крају параграфа 159. Ваздушне честице се у циклону већ крећу увојитом линијом, али им — под утицајем центрифугалне силе — путања постаје још увојитија и дужа. Код антициклонских кретања делује центрифугална сила такође тангенционално, али баш тиме смањује увојеност на путањама ваздушних честица. Треба овде споменути и чињеницу да се ваздушне честице у циклону и антициклону правилног кружног облика крећу на исти начин као у пољу линија струја, тј. према тачци конвергенције (слика 71), односно од тачке дивергенције.



Слика 83. — Утицај центрифугалне силе на величину скретања ветра у циклону и антициклону

Разлике у брзини ветра у пределу ниског и високог притиска могу се, делом, објаснити и неједнаком густином ваздуха. Познато је да се густина ваздуха доста пропорционално мења са ваздушним притиском, јер што је мањи ваздушни притисак, тим је мања и густина ваздуха (параграф 74). По томе је јасно да је густина ваздуха мања у области циклона, него у области антициклона, тј. предела високог притиска. Стога је, при једнакој расподели ваздушних притисака, брзина ветра у циклону већа, услед мање густине ваздуха, него што је у антициклону. Поред тога је убрзање, које је проузроковано разликама у ваздушном притиску, у обрнутој сразмери са густином и зато се, при истим градијентима, повећава са смањивањем густине ваздуха. И то је даљи узрок већој брзини ветра у циклону.

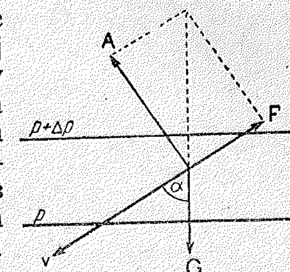
Из слике 82 се, најпосле, види како правац ваздушних маса у антициклону неприметно прелази у циклонски правац кретања. То би се још јасније показало, ако би се оба круга ставила непосредно један уз други. Бејс Балот је, на основу тих разматрања, поставио закон о ветровима, који гласи овако: Ако је посматрач на северној полукугли леђима окренут према ветру, лежаће на десно, и нешто иза њега, предео високог притиска, а на лево, и нешто испред њега, предео ниског притиска. Ветар је, при истим другим околностима, тим јачи, што су веће измерене разлике у притиску. Тај закон се зове и барски закон о ветровима.

161. **Сила трења.** — Поред дејства неједнаког загревања земљине површине, Кориолисове силе и центрифугалне силе, трење је такође важна сила која утиче на кретање ваздуха и преиначава дејства осталих сила. Трење, управо, уништава равнотежу између осталих сила, са исходом да приземни ветрови нису паралелни са правцима изобара. Трење се може сматрати као сила која делује упоредо са брзином ветра, али у супротном правцу. Трење, стога, у првом реду смањује брзину ветра, а поред тога утиче и на величину његова скретања од правца градијента.

Трење настаје, са једне стране, додиром ветра са неравнинама земљишта и као такво делује у супротном правцу ваздушног кретања. Дејство му је највеће изнад копна са неправилним рељефом, или где има много

препрека за слободно кретање ваздуха, као што су шуме и градови. Слабије је изнад благо заталасаног земљишта, а најмање изнад мора. Трење се развија, са друге стране, утицајем виших ваздушних слојева, који се брже крећу од непосредно нижих слојева, а то је трење услед турбуленције. Поред ових спољашних трења има и унутарњег трења, трења једних ваздушних честица са другима. Све споменуте чињенице су узрок што спољашње и унутарње трење има веома сложен и променљив утицај. Све то знатно отежава да се утицај трења може тачно изразити емпириским једначинама.

Гулдберг и Мон су, на основу механичких поставака, још 1876 показали како се могу одредити утицаји које трење на земљиној површини врши на атмосферска кретања. Они су узели да је трење сила, која је управљена у супротни правац од вектора брзине, и која је пропорционална брзини ветра. Две силе делују тада на ваздушну честицу која се креће без убрзања: девијаторна сила A и сила трења F; трећа сила, сила градијента G, независна је од брзине. Те три силе се одржавају у равнотежи ако нема убрзања. Распоред ових сила показује слика 84 у случају праволиниског кретања са постојаном брзином, дакле у стационарном стању. Пошто је збир ових сила (или, по димензијама, више убрзања) $G + A + F = 0$, под тим су условом утврђени правац и брзина ветра, који су законски повезани са силама A и F. Ако је α девијаторни угао између вектора брзине ветра v и градијента G, добијају се следеће једначине:



Слика 84. — Утицај трења код праволиниских кретања ваздуха

$$G \sin \alpha = 2\omega\, v \sin \varphi = A,$$
$$G \cos \alpha = k.v. \qquad (110)$$

Дељењем прве једначине са другом добија се нова једначина, по којој је

$$\operatorname{tang} \alpha = \frac{2\omega \sin \varphi}{k} \qquad \text{или} \qquad k = \frac{2\omega \sin \varphi}{\operatorname{tang} \alpha}. \qquad (111)$$

Из последње се једначине види да је угао скретања α у непосредној вези са константом или коефицијентом трења k.

У случају увојите путање ваздушног кретања са постојаном брзином улази у рачун и центрифугална сила. Тада је угао скретања $\psi = (\alpha \pm \delta)$ везан са коефицијентом трења овом једначином:

$$\operatorname{tang} \psi = \frac{2\omega \sin \varphi}{k} \pm \frac{v}{kr} \begin{pmatrix} - \text{антициклон} \\ + \text{циклон} \end{pmatrix}, \qquad (112)$$

у којој је v брзина, а r полупречник кривине путање. Ако је r бескрајно, тј. ако је путања ветра праволиниска, добија се опет једначина (111).

Џефрис је оне ветрове, код којих сила трења надјача девијаторну силу и силу убрзања, назвао именом антитриптичких ветрова (параграф 165).

Могуће је, дакле, да се коефицијенат трења k прорачуна помоћу познате величине угла скретања α или ψ. Тај угао је тим мањи, што је јача сила трења, онд. коефицијенат трења, и обратно. Ветар дува готово паралелно са правцем пружања изобара при врло слабом трењу. Поред тога, по једначинама излази, да је угао скретања тим мањи, што је нижа географска ширина φ. Ветар је у тропима, чак и при незнатном трењу, іста мало скренут од правца барског градијента. Може се уопште рећи да је ветар, при истој величини силе градијента, тим јачи, што је мање трење и што је место посматрања ближе полутару.

Из опажања су изведене ове вредности о коефицијенту трења:

	геогр. шир.	скретање	коеф. трења
Филипинска Острва	14.6°	27.8°	0.690×10^{-4}
Северна Америка	37.5°	42.2°	0.803×10^{-4}
Норвешка	61.0°	56.5°	0.845×10^{-4}
обалска места	51.0°	77.2°	0.258×10^{-4}
пасат на Сев. Атлантику око	23°	око 36.0°	0.200×10^{-4}

Трење изнад копна је, дакле, око 3 до 4 пута веће, него изнад океана. Из тога разлога исте разлике у притиску проузрокују знатно јачи ветар на океану, него у континенталним крајевима.

Трење се, поред тога, нарочито јако смањује са висином, јер се, унутарњим трењем, или вискозношћу ваздуха, стање кретања једног ваздушног слоја преноси на суседно, па и овај почне суделовати у кретању. Ако се закони вискозности примене на атмосферу, видеће се да унутарње трење има за последицу нагло повећање јачине ветра са висином, као и повећавање угла скретања од правца градијента, т.зв. „окретање ветра на десно". Те две чињенице су утврђене новом теоријом о унутарњем трењу. То се нарочито јасно показује у Паризу, упоредним мерењима брзине ветра у Централном метеоролошком бироу (висина 21 м) и на Ајфеловој кули (апс. вис. 326 м, рел. вис. 305 м) у периоду 1890—1895, која је обрадио Анго. По њима су средње брзине ветра у појединим годишњим добима оволике:

	зима	пролеће	лето	јесен	година	
Ајфелова кула (305 м)	9.85	8.45	7.77	8.76	8.71	м/сек
Центр. метеор. биро (21 м)	2.39	2.24	2.05	1.90	2.15	,,
сразмера	4.12	3.77	3.79	4.61	4.05	

Брзина ветра је, по овоме, око четири пута већа на врху Ајфелове куле, него изнад земљине површине.

Окерблом је, са друге стране, одредио величину скретања ветра на врху Ајфелове куле и у Парк Сен Мор (49 м) за време зиме и лета у периоду 1890—1902:

	зима	лето	просечно
Ајфелова кула (305 м)	67.7°	72.7°	69.6°
Парк Сен Мор (49 м)	43.6	49.0	45.7
разлика	24.1	23.7	23.9

Ветар на Ајфеловој кули скрене, просечно, за 24° више надесно према Парк Сен Мору.

Маргерет Хвајт је, по подацима дизања балона и змајева у Енглеској, утврдила да је, поред осталог, повећање у брзини ветра са висином зими брже, него лети, при ниском барометарском стању брже, него при високом, при западним и северним ветровима брже, него при источним ветровима. Најзад, највеће окретање надесно је код јужног ветра (од 335 до 2000 м свега за 28.1°), најмање код северног ветра (свега за 2.6°).

Екснер је, под претпоставком да ветар на висини од 1000 м има брзину од 20 м/сек и да дува правцем пружања изобара ($\alpha = 90°$), прорачунао брзине и правце ветра на мањим висинама све до земљине површине, и дошао је до ових вредности:

висина у м	брзина м/сек	угао скретања
1000	20.0	90.0°
600	20.0	90.0
400	20.1	90.7
200	21.4	84.0
100	17.9	70.4
50	11.7	59.1
20	5.7	51.0
10	2.9	48.0
5	1.5	46.6

По томе би излазило да ветар већ на висини од 200 м има своју нормалну брзину, да дува готово потпуно паралелно са изобарама, и да од те висине навише трење сасвим слабо утиче на ваздушна кретања.

Окерблом, Екснер, Хеселберг и Свердруп су вршили нарочита испитивања о величини трења. При томе се испоставило да се коефицијенти унутарњег трења, које су они прорачунали, не слажу са експерименталним одређењем у физичкој лабораторији, које су извршили Фабри и Перо. Ови су добили за коефицијенат унутарњег трења или вискозности ваздуха $\eta = 0.00017$ цм$^{-1}$ г сек$^{-1}$, док је он, по поменутим испитивањима, око 35.000 до 560.000 пута већи. Главни узрок велике вискозности ваздуха лежи у вертикалној размени ваздушних маса, и зато се толико разликује од физички одређене вредности.

Трење између суседних делова атмосфере даје повод за образовање турбулентног појаса са дебљином од неколико метара до приближно 200 метара. У томе слоју постоји стално размена између физичких особина приземног и вишег ваздуха или између две суседне ваздушне масе. Физичке особине које се обично јављају у томе појасу јесу топлота, механичка енергија, водена пара и разне чврсте честице. Степен турбуленције унутар тога појаса мери се разменом ваздушних маса кроз јединицу хоризонталне површине у јединици времена.

162. **Градијентски ветар.** — То је такав ветар при коме су убрзања, која га покрећу, потпуно уравнотежена барским градијентом, а дува паралелно са пружањем изобара, дакле управно на правац градијента и за 90° на десно од њега на северној полукугли. Градијентски ветар се може прорачунати помоћу једначине (109), која се, стога, зове и једначина градијентског ветра. Из ње се јасно види да су брзине овог ветра различите у пределу ниског и високог притиска.

Брзина дувања градијентског ветра је, у пределу циклона, по једначини (109) оволика:

$$v = \sqrt{\frac{r}{\rho}\,\frac{\Delta p}{\Delta D} + (r\omega \sin\varphi)^2} - r\omega \sin\varphi, \qquad (113)$$

док је у пределу антициклона:

$$v = r\omega \sin\varphi - \sqrt{(r\omega \sin\varphi)^2 - \frac{r}{\rho}\,\frac{\Delta p}{\Delta D}}\,. \qquad (114)$$

Битно је за прорачунавање величине *v* да је расподела ваздушног притиска што тачније одређена. Несумњиво је да се изобарска карта са толиком тачношћу може нацртати само за расподелу притиска на морском нивоу. Али су ветрови, који настају из овакве расподеле притиска, у великој мери ослабљени трењем, те се једначине (113) и (114) не могу применити на ове приземне ветрове. Са друге се стране хоризонтална расподела притиска не може непосредно одредити на нивоима изнад утицаја трења, тј. на висини од неколико стотина метара.

Има ипак оправданих разлога за претпоставку да се расподела притисака у доњих 600 метара атмосфере тек нешто мало разликује од оне на морском нивоу. Градијенти притиска се на висини око 600 метара не разликују приметно од оних на морском нивоу, иако се ваздушни притисци са висином уопште смањују. Из тог се разлога изобаре са морског нивоа могу употребити за одређење ветра на висини око 600 метара помоћу једначина (113) и (114). Г о л д је утврдио тачност овог поступка испитивањима у Великој Британији.

Брзина градијентског ветра је, при нормалном притиску (1013.3 мб одн. 760 мм живе) и 0°C, оволика при следећим разликама у ваздушном притиску:

разлика у ваzд. притиску	мм	1	2	3	4	9	16	25
„ „	мб	1.33	2.67	4.00	5.33	12.00	21.33	33.33
брзина град. ветра м/сек		14.4	20.3	24.8	28.7	43.1	57.4	71.8

Једначине, поред тога, показују да се брзина градијентског ветра, при истом барском градијенту, смањује са повећавањем географске ширине.

У таблици 45 је изнесено колика је брзина градијентског ветра на 45° шир., при циклонском и антициклонском правцу кретања, у зависности од одређених полупречника кривине изобара *r* (у км) и одређених отстојања (у км) између изобара са разликом од 1 мм *D*.

Из ове таблице се види да је брзина градијентског ветра унутар циклона знатно мања, него унутар предела високог притиска. То је последица чињенице, што — у области циклона — збир девијаторне и центрифугалне силе мора одржавати равнотежу са градијентом притиска. То се, међутим, може остварити само у случају, ако је сама брзина градијентског ветра мања, него што је код геострофског ветра (параграф 163), а знатно мања, него унутар антициклона.

Таблица 45. — Брзина градијентског ветра у м/сек на 45° шир. (*D* = отстојање између изобара са разликом од 1 мм, у км; *r* = полупречник кривине изобара, у км)

D	r = 200	300	400	500	600	700	800	1000	1200	1500	2000	3000	∞
циклонски правац кретања													
65	8.6	9.8	10.7	11.4	11.9	12.5	12.8	13.5	13.9	14.4	15.1	15.9	17.7
80	7.7	8.8	9.5	10.0	10.4	10.7	11.1	11.6	12.0	12.3	12.8	13.2	14.8
95	6.5	7.6	8.3	8.6	9.0	9.3	9.5	9.8	10.1	10.4	10.7	11.1	12.1
130	5.4	6.0	6.5	6.8	7.0	7.2	7.4	7.7	7.9	8.0	8.1	8.4	9.2
160	4.7	5.1	5.5	5.8	5.9	6.0	6.2	6.3	6.4	6.5	6.7	6.9	7.3
200	4.0	4.4	4.6	4.7	4.8	4.9	5.0	5.1	5.2	5.3	5.4	5.5	5.8
240	3.1	3.7	3.9	4.0	4.1	4.2	4.3	4.4	4.4	4.5	4.6	4.7	4.9
320	2.6	2.9	3.0	3.2	3.2	3.3	3.3	3.4	3.4	3.5	3.5	3.6	3.7
480	1.9	2.1	2.1	2.2	2.2	2.2	2.3	2.3	2.3	2.4	2.4	2.4	2.5
640	1.6	1.6	1.6	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7
800	1.2	1.3	1.3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4
антициклонски правац кретања													
65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28.2	22.1	17.7
80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	22.5	18.4	16.9	14.8
95	—	—	—	—	—	—	—	—	19.7	16.4	14.6	13.5	12.1
130	—	—	—	—	—	—	—	14.1	12.3	11.2	10.5	10.1	9.2
160	—	—	—	—	—	12.7	10.5	9.3	8.8	8.3	8.1	7.8	7.3
200	—	—	—	—	9.6	8.6	7.8	7.0	6.7	6.5	6.3	6.1	5.8
240	—	—	—	7.6	6.5	6.2	5.8	5.6	5.4	5.3	5.2	5.1	4.9
320	—	—	5.6	4.8	4.4	4.2	4.1	4.0	4.0	3.9	3.8	3.8	3.7
480	—	3.4	3.0	2.9	2.8	2.8	2.7	2.7	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
640	2.8	2.3	2.2	2.1	2.0	2.0	2.0	1.9	1.9	1.8	1.8	1.7	1.7
800	2.3	1.9	1.7	1.7	1.6	1.6	1.6	1.6	1.5	1.5	1.4	1.4	1.4

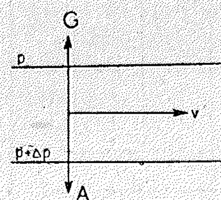
Супротно је у пределу високог ваздушног притиска. Ту су градијент и центрифугална сила управљени од средишта напоље, те делују заједнички у истом правцу, а девијаторна сила земљине ротације мора одржавати равнотежу са њима. Зато је, опет под претпоставком исте разлике у притисцима, брзина градијентског ветра знатно већа у антициклону, него код геострофског ветра, а кудикамо већа но што је у пределу ниског притиска.

Везе између градијентских ветрова у пределу ниског и високог притиска могу се схватити и другачије, па по томе изразити и на овакав начин: Циклон има, при истој брзини ветра, велике градијенте притиска, антициклон — напротив — мале градијенте притиска. То се јасно види из свих синоптичких или временских карата.

Прорачунавање брзине градијентског ветра је доста тешко, јер захтева, с једне стране, процену кривине ваздушне путање, а, са друге стране, решење квадратне једначине. Резултат таквог прорачунавања није сасвим

поуздан, услед несигурности при процени кривине ваздушне путање, која није иста са кривином изобара. Поред тога је, од целокупног убрзања у пољу ваздушног кретања, узета у обзир само центрифугална сила, а не и убрзање путање, које стварно увек постоји, сем ако су изобаре концентрични кругови.

163. **Геострофски ветар.** — Раније је било споменуто да се девијаторна сила земљине ротације зове и геострофска (грч. γῆ = Земља, στρέφειν = окретати) компонента градијентског ветра (параграф 159 при крају). Ако је у једначини (109) r = ∞, тада цео израз центрифугалне силе отпада, и остаје само утицај Кориелисове силе. У многим другим случајевима је величина центрифугалне силе незнатна у поређењу са две друге, градијентском и девијаторном силом земљине ротације, тако да се може мирно пренебрегнути. У том су случају изобаре праволиниске, тако да градијент и Кориолисова сила делују у супротном правцу, а ветар је — према градијенту — скренут за 90° на десно, дакле дува правцем изобара (слика 85). То је појам г е о с т р о ф с к о г в е т р а. Он је одређен једначином



Слика 85.

$$v = \frac{\Delta p}{\Delta D} \, \frac{1}{2\omega\, \rho\, \sin\varphi}, \tag{115}$$

али и то одређење вреди приближно за висину од 600 метара, која је изван утицаја трења. Једначина (115) зове се ј е д н а ч и н а г е о с т р о ф с к о г в е т р а. Ако се у ту једначину стави густина ваздуха ρ при нормалном атмосферском притиску (1013.3 мб) и 0°C, а барски градијент изрази у милибарима на отстојању од 100 км, добиће се да је

$$v = \frac{5.31}{\sin\varphi} \, \frac{\Delta p}{\Delta D} \text{ м/сек.} \tag{115a}$$

По горњој једначини су, за разне ширине, прорачунате брзине геострофског ветра при величини градијента од 1 мб на 100 км:

геогр. шир.	5°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
брзина м/сек	6.09	3.06	1.55	1.06	0.83	0.69	0.61	0.57	0.54	0.53

При свим истим осталим претпоставкама, али при ваздушном притиску од 900 мб, какав је отприлике на висини од 900 метара, геострофски ветар је оволики:

брзина м/сек	6.85	3.44	1.74	1.19	0.93	0.78	0.69	0.63	0.61	0.60

Ако су градијенти притиска већи, рецимо ако је на 40° геогр. шир. 2.9 мб на 100 км, биће брзина геострофског ветра у првом случају 2.9 × 0.83 = = 2.41 м/сек, у другом случају 2.9 × 0.93 = 2.70 м/сек.

Опажене брзине ветра у тропским крајевима нису толико веће према високим ширинама, као што би одговарало теорији, него су приближно подједнаке на свима ширинама. По томе, међутим, излази да би хоризонтални градијенти притиска у тропском појасу износили тек десети део од опажених градијената на умереним и поларним ширинама. То је потврђено и непосредним посматрањима; одиста су разлике у ваздушном притиску толико незнатне у тропским крајевима да се изобарске карте могу једва нацртати.

Геострофски ветар, првобитно само теориски изведена величина, нарочито је важан из разлога, што свакодневна посматрања у слободној атмосфери показују да се стварни правци и брзине ветра, на висини изван поремећеног слоја трењем, доста добро подударају са овим теориски прорачунатим ветром на умереном појасу.

Дејство трења, било да је изазвано неравнинама земљишта или самом атмосфером, увек је такво да смањује брзину ветра, а његов правац дувања скреће са изобарске линије према средишту ниског притиска.

Геострофски ветар, нов метеоролошки израз, погодан је за везе у многим динамичким проблемима.

164. **Циклострофски ветар.** — Скретање ветра под утицајем центрифугалне силе у једначини (109) зове се и циклострофска (грч. κύκλος = круг, στρέφειν = окретати) компонента, као што је споменуто у параграфу 159, а вредност за v, која је изведена из поменуте једначине, означује се као ц и к л о с т р о ф с к и в е т а р. Главни случајеви у којима је циклострофска компонента важна и утицајна јесу: а) услови на ниским ширинама, у којима је sin φ незнатна вредност, па је мала и геострофска одн. девијаторна сила; б) при веома јаким ветровима, када v^2 има врло велике вредности; в) близу средишта предела ниског притиска, где су изобаре веома јако искривљене; г) приликом брзих вртложастих кретања незнатног пространства, као што су тропски циклони (тајфуни, херекени, багујоси), торнеди и ваздушне трубе или пијавице, када сама центрифугална сила одржава равнотежу са градијентом притиска.

Раније је било изнесено да циклострофска компонента, па и циклострофски ветар, преовлађују код барометарских депресија на нижим ширинама и при умереним ветровима, али су од 40° па према вишим ширинама за то потребни већ олујни ветрови.

Али, све што је напред речено, вреди само за стационарно кретање ваздуха, без трења, дакле за више атмосферске слојеве, као што је и код градијентског и код геострофског ветра.

Величина центрифугалне силе C, при обичним полупречницима кривине r, најчешће је мања од Кориолисове силе A, као што се види из ове таблице:

	центрифугално убрзање (цм/сек²)				Кориолисово убрзање (цм/сек²)				
v (м/сек)	r = 100	500	1000	2000 км	φ = 10°	20°	40°	60°	80°
5	0.025	0.005	0.003	0.001	0.013	0.025	0.047	0.063	0.071
10	0.100	0.020	0.010	0.005	0.025	0.050	0.093	0.126	0.143
20	0.400	0.080	0.040	0.020	0.051	0.100	0.187	0.252	0.286

На изобари са полупречником кривине од 1000 км и при брзини ветра од 10 м/сек износи центрифугално убрзање 0.010 цм/сек², док је — при истој брзини ветра — Кориолисова сила на 20° шир. за пет пута, на 40° шир. за девет пута већа.

165. **Антитриптички ветар.** — За геострофски ветар се претпоставило да се трење и убрзање могу пренебрегнути. Џ е ф р и с је пошао даље и класификовао друге ветрове на сличан начин. Најважнији су од њих О ј л е р о в с к и в е т а р, физички истоветан са циклострофским, у коме убрзање одржава равнотежу са градијентом притиска, а девијаторна

сила и трење се занемарују, и антитриптички ветар (грч. ἀντί = против, τρίβειν = трти), при коме је трење довољно јако да спречи убрзање, дакле се ово и девијаторна сила земљине ротације занемарују. Такав ветар дува, уопште, дуж градијента притиска, јер трење спречава да му се брзина постојано повећава.

Џефрис је испитивао природу ветрова са мора и краја, као и природу долинских и горских ветрова, и према томе је математичким доказима показао да су ти ветрови поглавито антитриптички. Видело се да морски ветар у Абердину, при источној обали Шкотске, настане изненадно, и да у току дана окреће, све док не почне дувати готово паралелно са обалом. То наговештава да су ротационе силе важне за кретање ових ветрова. Они имају, ипак, битне особености свих антитриптичких ветрова у томе, што приближно дувају под правим угловима према изотермама, и распростиру се, у вертикалном правцу, тек до незнатне висине (параграф 173, 174).

Трећа глава

ДНЕВНИ И ГОДИШЊИ ТОК ВЕТРА

166. **Општи услови дневнога тока ветра.** — На више је места било истицано да разлике у загревању атмосфере увек проузрокују одговарајуће разлике у атмосферском притиску и струје изједначења (на пр. параграф 75 при крају). По томе би се могло очекивати да ће исте разлике у загревању ваздуха изазвати и периодске промене у брзини и правцу ветрова, што је одиста потврђено дугогодишњим посматрањима.

Али је врло тешко опажати правилне дневне промене на неком месту, нарочито у правцу ветра, ако рељеф земљишта није исти на свима странама видика. У таквом се случају опажа нарочита промена у правцу ветра, која је проузрокована баш топографским неправилностима. То се особито дешава у планинским крајевима, при морским обалама, итд. (параграф 173, 174, 175). Да би се могле проучавати правилне дневне промене код ветрова, морала би се за то узети нека станица на мору, или усред веома простране равнице у унутрашњости копна, или на потпуно слободном месту у атмосфери, на прилично великој висини изнад слабо неравног земљишта. Овде ће се посмотрити периодске дневне промене код ветра само за последња места, без виднијих утицаја земљишног рељефа.

На дневне промене код ветра утичу два различита узрока. Дању је ваздух до прилично велике висине јако измешан услед конвективних струја и размене атмосферских маса. Последица ове вертикалне измешаности је да се стање у доњим слојевима изједначује са оним у горњим слојевима ваздушним. Али, како ветар на висини има увек већу брзину, него у приземљу, мораће измешаност имати за последицу повећање у брзини приземног ветра. Ноћу, опет, кад је вертикална измешаност ваздушних маса незнатна, могу горњи и доњи слојеви имати различита кретања. Поред повећања брзине ветра са висином, постоји и стално окретање ветра у истом правцу, као што се видело из наведених примера у параграфу 161. И ово је у вези са степеном вертикалне измешаности атмосферских маса. Као последица појачане измешаности у току дана, мора се очекивати и разлика у окретању правца ветра између дневних и ноћних часова. Те промене у брзини и правцу ветра у току дана могу се назвати конвективним током ветра, јер су проузроковане конвекцијом.

Периодске промене у вектору ветра могу настати и из другог узрока, услед хоризонталних градијената ваздушног притиска, који показују

периодско колебање у току дана. Такви се барски градијенти морају појавити, када дневно колебање ваздушног притиска, на суседним местима, нема свугде исту амплитуду или исту разлику, и када појава максималног и минималног притиска и код полудневног и 24-очасовног таласа (параграф 79) није свугде истодобна. Тиме произведен дневни ток вектора ветра може се означити као градијентски ток.

Опажени дневни ток ветра је, по томе, последица оба могућа узрока. Ови се не могу одвојити један од другог при посматрању ветра у току једног јединог дана. Али је одвајање могуће на основу обимнијих статистичких података, ако се из њих изведу промене, које настају код појединих праваца ветра, и посмотри њихово упливисање на вектор.

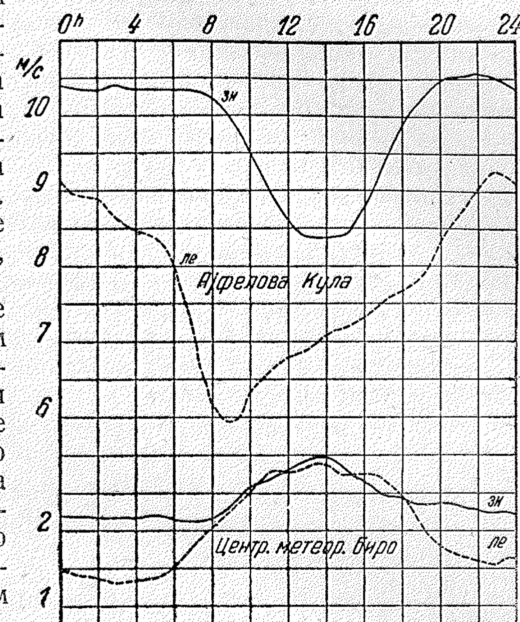
167. **Дневни ток брзине ветра.** — Дневне промене у брзини ветра зависе од годишњих доба и од временских стања, а са друге стране од коефицијента трења. Последњи чинилац је узрок што се, код копнених станица, показују врло изразите промене у брзини ветра; ове су прилично велике и код приморских станица, али се знатно смање на океанској пучини.

Брзина ветра се, у приземним ваздушним слојевима, овако мења у току дана: Ноћу је ветар слаб, све слабији, што је доцнији час ноћи. Ветар се, после сунчева излаза, почне све више појачавати и максималну брзину добије по подне, око најтоплијег дневног часа. Брзина му се од тада смањује, тако да између 18 и 20 часова спадне испод средње дневне вредности. Значајно је да ветар у копненим станицама има мању брзину од средње вредности у току од четрнаест часова, а већа је од средње вредности само у току од десет дневних часова. Све ово показује пример за Централни метеоролошки биро у Паризу, где је анемометар постављен 21 метар изнад земљине површине, на висини више кровова околних зграда (таблица 46, стр. 301). Овде је средња зимска брзина ветра 2.41 м/сек, летња 2.05 м/сек. Али се из таблице види да је, у овом месту, дневно колебање у брзини ветра зими око двапут мање, него лети. Осим тога, зими је брзина ветра само у девет дневних часова (9 до 18) већа од средње дневне брзине, а лети то траје једанаест часова, од 8 до 19 часова.

На висинама је сасвим другачије. Тамо су дневне промене у брзини ветра обратне од оних код приземног ваздуха. Тако, на пример, Ајфелова кула, на Марсовом Пољу у Паризу, на висини од 305 метара изнад тла, има максималну брзину ветра око поноћи: зими у 22, лети у 23 часа, а минималну брзину дању: зими у 13, лети у 9 часова. Средња брзина ветра је овде зими 9.72 м/сек, лети 7.76 м/сек. Дневни токови брзине ветра у Централном бироу и на Ајфеловој кули приказани су и у слици 86, где се јасније истичу све поменуте разлике.

Питање, на којој висини престаје подневни максимум брзине ветра, решено је регистровањима на разним висинама изнад земљине површине. При томе се утврдило да слој са подневним максимумом ветра зими једва допире до висине од 50 м, лети до приближно двапут веће висине. Изнад прелазног појаса, или међуслоја, у коме настају по два неједнако развијена максима и минима брзине, почиње висински тип са ноћним максимумом брзине ветра. Овај тип влада отприлике до 2000 м висине у слободној атмосфери, до које има података, а до знатно веће висине на планинским врховима. Услови су лети правилнији, јер максимум брзине

настаје свугде ноћу: на планинама између 22 и 4 часа, у слободној атмосфери између поноћи и 4 часа. **Зими** је неправилније; екстремне дневне брзине ветра су, на планинским врховима, знатно померене ка доцнијим часовима, према појави летњег максимума и минимума. За пример су узети летњи услови на врху Бјелашнице (2067 м) и Зонблика (3105 м); на њима је средња брзина ветра 8.47 одн. 6.13 м/сек. Дневно колебање брзине ветра је на тим врховима знатно мање, него на Ајфеловој кули.



Слика 86. — Дневни ток брзине ветра у Паризу на разним висинама (зима = пуна линија, лето = испрекидана линија)

Дневни ток брзине ветра је много неизразитији на океанским пучинама, особито на ниским ширинама, али се почне појачавати при ближењу обалама. Сем тога се у области пасатских ветрова (око 14°N и 31.5°W; сред. брзина ветра 9.02 м/сек) јављају по два максимума и минимума брзине, као што се види из таблице 46, одговарајући изразитом дуплом дневном таласу ваздушног притиска (параграф 79). Исти услови постоје и на планинским врховима Јужне Индије (Додабета 2634 м, Кодаиканал 2343 м), а од новембра до марта и на базној станици Тривандрум (59 м). Максимум ваздушног притиска настаје овде у 10 и 22 часа, минимум, у 4 и 16 часова, док се, у дневноме току ветра, минима

Таблица 46. — Дневни ток брзине ветра у отступањима од средње вредности, у цм/сек

часови	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	кол.
Париз, Центр. метеорол. биро (21 м изнад тла)													
зима	–18	–24	–24	–26	–20	17	43	53	24	2	–3	–12	80
лето	–58	–68	–72	–55	1	52	72	84	73	41	–28	–42	157
Париз, Ајфелова кула (305 м изнад тла)													
зима	60	50	50	50	41	–27	–119	–144	–105	7	64	74	220
лето	146	115	71	23	–155	–150	–97	–57	–44	–11	58	108	337
Бјелашница (2067 м)													
лето	77	59	49	21	–14	–61	–68	–60	-29	5	20	69	146
Зонблик (3105 м)													
лето	32	22	2	–24	–45	–52	–39	–13	13	31	37	37	89
Атлантски Океан, пасатска област[1]													
	2	–10	–10	7	17	0	–8	–23	–11	2	13	23	46
Океан, умерене ширине[1] (без дана са олујом)													
	34	2	–6	–1	–11	–20	–11	–5	–22	–11	11	43	69
Веленшеа (14 м)													
година	–50	–40	–30	–40	–40	10	50	90	80	30	–20	–30	140

[1] Непарни часови од 1 до 23.

брзине јављају у 9 и 22 часа, а максима у 2 и 16 часова. Као што се види, први минимум и максимум брзине ветра испредњачи првом максимуму и минимуму ваздушног притиска за 1 одн. 2 часа. На океанима умерених ширина владају слични услови у дневном току брзине ветра, као у пасатској области, само су полудневни таласи доста неправилнији, о чему сведоче подаци у приложеној таблици. При ближењу копну, међутим, показује се и на океану најчешће обичан дневни ток брзине ветра, какав има, на пример, Веленшеа, при обали Атлантског Океана (сред. год. брзина ветра 5.9 м/сек).

Амплитуда дневних колебања брзине ветра не следује самим температурама, него величини дневног колебања температуре. То је разлог знатно мањих разлика у брзини ветра у зимским данима према летњим данима. То је узрок великим дневним разликама у брзини ветра у континенталним станицама, а малима у високим слојевима слободне атмосфере, на планинским врховима и на океанима.

Временска стања утичу на дневне промене у брзини ветра нарочито према различитим степенима облачности. Дневне промене се смањују са повећањем облачности, а највеће су у потпуно ведрим данима. Мацеле је за Трст добио овакве вредности:

облачност	0—2	3—4	5—6	7—8	9—10	
средња брзина ветра	6.8	8.2	10.8	10.9	13.9	м/сек
сразмера макс : мин	2.76	2.27	1.68	1.59	1.72	

Дневни ток брзине ветра може бити прикривен и општом расподелом атмосферског притиска, на пример при приближавању система ниског притиска са јаким ветровима, који га обично прате.

168. **Објашњење дневног тока брзине ветра.** — Чим је био утврђен дневни ток брзине ветра, Џемс Полерд Еспај је дао и објашњење његова узрока 1841, које је било брзо заборављено, јер је штампано у Сједињеним Државама. Тек око 40 година доцније, 1879, Владимир Кепен је изнео слично мишљење, независно од Еспаја, а други су га доцније нешто допунили.

Еспај налази узрок дневном току брзине ветра у узлазном кретању ваздуха, које се дешава дању, напоредо са повећавањем температуре тла и приземног ваздушног слоја. Тачније речено, узрок дневног периода брзине ветра лежи у узајамном дејству високих и ниских слојева ваздуха, са једне стране, а са друге, у дневном колебању величине трења и измешаности најнижег ваздушног слоја.

Ветар близу земљине површине ослабљен је и успорен разним препрекама кретања и трењем, насупрот ветру на висини, али је, услед измешаности у вертикалном правцу, доста појачан под утицајем горњег знатно бржег ветра. Ноћу, при стабилној слојевитости ваздуха, када влада инверзија температуре у приземљу (параграф 45 а, при крају), измешаност је незнатна, и приземни ваздух изгуби готово потпуно своју енергију кретања. Тада се, изнад земљине површине, образује скоро непокретан, хладан слој мање или веће дебљине, преко кога слободно дува виши ветар, а да не повуче собом доње ваздушне масе.

Накратко по изласку Сунца, кад оно почне загревати тле, настане кретање у најнижим ваздушним масама. Сталним загревањем тла развију се вертикалне конвективне струје (параграф 101); узлазне ваздушне масе продиру у горњу бржу ваздушну струју, док силазни ваздух, у накнаду првих, доноси собом брже хоризонтално кретање и тиме стави приземни ваздух у кретање. Узлазна и силазна кретања атмосферских маса проузрокују измешаност ниских и високих слојева. Силазним кретањем се већа брзина ветра пренаша све до земљине површине, и то тим више, што је јача вертикална измешаност. Највећа брзина ветра у приземним слојевима настаје, стога, у доба најјачег загревања земљине површине.

Обратни услови владају ноћу. Тада се, услед сталног хлађења тла и приземног ваздуха, не може развити већа размена ваздушних маса између виших и нижих слојева, па ни интензивнија измешаност. Последица тога је сразмерна тишина или прилично слаб ветар изнад земљине површине.

Али, по овом објашњењу о променама брзине ветра у приземним ваздушним слојевима, треба у вишим слојевима атмосфере да настану супротне промене у брзини ветра: максимум ноћу, минимум дању. Јер, мања хоризонтална брзина приземног ветра пренаша се узлазном струјом у високе ваздушне слојеве, где у току дневних часова настану најмање брзине ветра. Све то је потврђено и посматрањима.

Теже је објаснити појаве у брзини ветра на планинским врховима и у високим слојевима слободне атмосфере, јер изгледа да термичке конвективне струје не допиру до знатно веће висине од 1000 метара. Поред тога, дневни ток брзине ветра на тим висинама није више тако једноставан, као у нижим слојевима, али се и ту јавља свугде ноћни максимум брзине ветра, а минимум брзине је око подневних часова. Ова збивања могу бити проузрокована једино дневним периодом загревања и хлађења приземних ваздушних слојева. Њихово дејство се огледа у дневном удизању и спуштању површина истог притиска, на што је нарочито упозорио М. Мелер.

Загревање ваздуха у току дана, насупрот ноћном хлађењу, доводи до тога да се компонента западног ветра дању смањи у вишим слојевима ваздуха или да се компонента источног ветра појача. Ваздух је, ујутру, на местима која су даље на истоку већ јаче загрејан, па и растањен, тако да су површине истог притиска на висини издигнуте, а пад је управљен ка западу (в. слика 73). Ваздушне масе показују на тој страни гомилање, тј. талас притиска чије се теме испољи у раном поподневном часу. Ваздушне масе из виших слојева, које — пре подне — продиру у тај талас, осете неки отпор; понашају се зато као нека кугла у кретању, која се котрља уз стрму раван навише. Последица тога је успоравање брзине.

Такво смањивање брзине западног ветра, у вишим атмосферским слојевима, може се очекивати од јутра до првих часова по подне, као последице дневног таласа притиска термичког порекла. Спуштање површина истог притиска у ноћним часовима повећава, напротив, јачину ветра, јер је ваздушни притисак смањен.

Утицај појава застоја није напред био узет у обзир. Он доводи до тога да се повећање ваздушног притиска и смањивање компоненте западног ветра мора пре подне догодити и у доњим ваздушним слојевима.

Истодобно са дневним променама у кретању ваздушних маса правцем упоредника, од запада на исток, делује и промена термичког градијента у меридијанском правцу, од севера на југ.

169. Дневни ток правца ветра. — Промене у правцу могу се одредити једино прорачунавањем вектора ветра за сваки час дана (параграф 152). Овде ће се посмотрити периодске промене само за она места, на која рељеф земљишта нема виднијих утицаја.

Могло би се, са разлогом, претпоставити да има свугде тежње за правилним променама у правцу ветра, која би била последица сунчевог дневног привидног кретања. Пре подне су источнији крајеви јаче загрејани од места посматрања, око подневних часова јужни крајеви, а пред вече западни крајеви. Пошто хладнији ваздух тежи да приземно отиче према топлијим крајевима, требало би да западни ветрови дувају изнад земљине површине пре подне, северни око подне, источни пред вече. То би требало да се докаже бар за места са потпуно слободним положајем.

Х е л м а н је, у томе циљу, пре 70 година, извео просечне честине разних праваца ветра у појединим дневним часовима за Мадрид (655 м), који слободно лежи на висоравни Кастилије, и дошао је до ових годишњих вредности (таблица 47):

Таблица 47. — Дневни период честине главних праваца ветра у Мадриду

часови	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
3	**6.8**	30.8	8.1	9.5	4.4	12.6	8.4	11.4
6	6.7	**31.5**	9.8	8.0	4.1	10.8	7.8	10.3
9	6.2	**34.9**	**11.9**	7.6	4.2	10.9	7.6	8.1
12	3.6	21.2	**13.9**	**14.0**	8.5	17.4	6.3	6.3
15	4.4	14.4	6.6	9.8	**10.0**	**30.2**	9.1	6.9
18	5.6	14.4	5.0	8.4	6.8	**28.1**	12.7	10.0
21	5.8	18.9	5.5	7.9	5.6	18.0	**16.9**	12.8
24	6.7	25.3	5.6	9.6	4.6	13.6	11.7	**14.1**

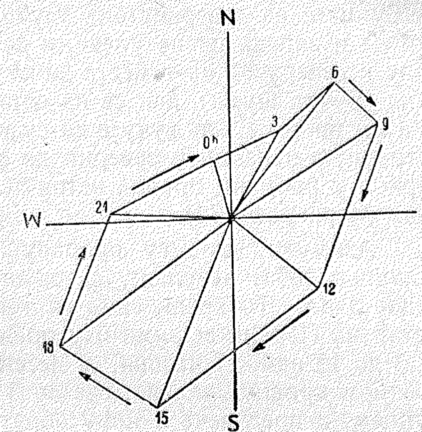
Масни бројеви у таблици означују највећу честину ветра из одређеног правца; сваки од њих подудара се са различитим часовима. По томе се види да се ветар окреће са Сунцем, да у сваком доцнијем часу скреће све више на десно. Другим речима, ветар дува уопште са оног дела видика, на коме се налази Сунце, али је оно увек нешто на десно према правцу ветра. Пре подне, дакле, ветар дува са североистока и истока, око подне са југоистока и југа, пред вече са југозапада и запада. Али су ове чињенице у супротности са ранијом претпоставком.

Х а н је већ одавна упозорио да се петао, изнад копнених површина, увек окреће правцем сунчевог привидног кретања. Та појава је нарочито правилна у ведрим тихим данима, те многи сељаци верују да ће лепо време трајати и даље, ако се ветар окреће са Сунцем.

Прорачунавање просечног правца ветра помоћу Л а м б е р т о в е формуле омогућава да се добије јасан појам о дневном или годишњем периоду и тамо, где су они знатно ослабљени, односно измешани са преовлађујућим ветровима, и где се из бројева не могу уочити. Стога су, по подацима у таблици 47, прорачунате величине северне и јужне, источне и западне компоненте (параграф 152), а помоћу њих су одређени просечни правци ветра у појединим часовима, или азимут, рачунати од севера преко истока на југ, — из којих су отклоњени утицаји преовлађујућих ветрова, — као и одговарајуће резултанте:

часови	3	6	9	12	15	18	21	24
прос. правац	N31°E	N39°E	N59°E	E41°S	S24°W	S56°W	W 4°N	N13°W
азимут	31°	39°	59°	131°	204°	236°	274°	347°
резултанта	13.3	22.6	23.1	14.7	26.7	28.2	16.0	8.2

Помоћу просечног правца ветра (или азимута) и резултанте добијен је дијаграм који показује како се правац ветра у Мадриду мења у току средњег годишњег дана, и коликом брзином (слика 87). Величина резултанте, одн. средњег вектора ветра, сразмерна је горњим вредностима; то значи да резултанти од 13.3 одговара, у дијаграму, дужина повучене праве из средишта до периферије од 13.3 мм. Покретна честица ваздуха, као саставни део ветра, учини у току дана затворену путању правцем сунчевог привидног дневног кретања. Просечни правац ветра је ујутру са североистока, пре подне са истока, по подне са југозапада, увече са запада, ноћу са севера.



Слика 87. — Дневно окретање правца ветра у Мадриду у просечном годишњем дану

А н г о је слично утврдио за топле месеце, по подацима Ајфелове куле, претпостављајући да се правац ветра, у било ком тренутку, може схватити као резултанта два разна дејства: 1. просечног правца ветра, који би остајао непроменљив целог дана; 2. дневног ветра, који мења свој правац у току свакога часа. Просечни правац ветра одређен је за две главне компоненте (северну и источну) на тај начин, што се вредности сваког часа, у одређеном месецу и за одређену компоненту, саберу, а збир се подели са одговарајућим бројем часова. Да би се добила компонента дневног ветра за све часове, мора се, за сваки од њих, извести отступање од просечног правца. Тада се, поново, одреди Ламбертовом формулом азимут, одн. просечни правац ветра α за сваки час дана (параграф 152). Тим поступком су елиминисани утицаји преовлађујућег ветра.

М а ц е л е је, истом методом, прорачунао часовне правце ветра за школ Порер, око 2.5 км југозападно од јужног врха Истре, где је анемограф постављен на висини од 37 м изнад морског нивоа. Азимути за поједина годишња доба изнесени су у таблици 48.

Таблица 48. — Азимути правца ветра на Пореру, са елиминисаним утицајем преовлађујућег ветра, рачунати од севера преко истока

часови	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23
зима	8°	339°	20°	62°	78°	110°	247°	250°	245°	177°	100°	89°
пролеће	33	30	37	51	77	153	216	234	239	232	98	47
лето	43	48	53	64	87	153	215	238	250	257	272	20
јесен	26	25	36	68	106	171	217	236	248	260	32	33

Правац ветра на Пореру стално се окреће надесно, са Сунцем, у летњим данима, али показује разлике према Мадриду утолико, што истом

дневном часу одговарају другачији азимути. То значи да просечни правци ветра у та два места нису исти у истим часовима дана. То је доказано и за друга места у разним крајевима. Ипак, правилност постоји свугде у томе, што се правци ветрова, у току дана, окрећу надесно на северној земљиној полукугли.

Хан је, међутим, упозорио да је овакво окретање ветра у неким местима изазвано и другим чиниоцима. На пример, ветар се у Бечу окреће са Сунцем: од североистока ујутру, преко југоистока око подне, до југозапада и запада позно увече, и до северозапада по поноћи. Али се на западу и северу од овог места дижу крајњи огранци Северних Алпа, Винервалд (Бечка шума), док се на осталим странама шири пространа равница. Хан, по томе, закључује да су источни и јужни ветрови узлазни дневни ветрови, а западни и северни да су силазни ноћни ветрови. Тако се овај период у промени правца ветра делом објашњава и утицајем околних брегова (параграф 174).

Азимути, које су прорачунали Мацеле и Анго за остала годишња доба, не слажу се са општим окретањем ветра надесно у току целог дана. То вреди само за топле месеце или за летње годишње доба. Ветар на Пореру се зими и у прелазним годишњим добима окреће надесно од 3 до 15 одн. 17 часова, у јесен све до 23 часа, а затим се окреће у супротном правцу, налево, све до 3 часа. Дању се, дакле, ветар окреће са Сунцем, а пред вече и ноћу обратно.

Другачији су дневни токови правца ветра ако се утицај преовлађујућег ветра не искључи. Тако се ветар на Ајфеловој кули пре подне окреће налево, отприлике од поноћи до 11 часова, док се по подне окреће надесно, са изузетком хладнијих месеца, када су промене у правцу доста неправилније. Обратно се збива на Пореру у прелазним годишњим добима, пролећу и јесени, као што се види из таблице 49. Ветар се, у овим годишњим добима, окреће надесно од 3 до 15 одн. 13 часова, а затим налево.

Таблица 49. — Дневне промене просечног правца ветра (азимута) на Пореру, без отклањања утицаја преовлађујућег ветра

часови	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23
зима	60°	58°	59°	61°	63°	62°	60°	59°	61°	62°	63°	62°
пролеће	76	74	75	79	85	95	108	117	109	96	88	81
лето	53	54	57	62	71	87	120	225	305	13	44	51
јесен	73	72	75	80	85	92	97	93	85	82	80	76

При упоређивању услова на Пореру и на Ајфеловој кули долази се до овог закључка: Правац ветра на Пореру се окреће упоредо са привидним кретањем Сунца отприлике од поноћи до поднева, док је на висини обратно, као што показује Ајфелова кула. Лети се правац ветра на Пореру стално окреће надесно, као и при елиминисању утицаја преовлађујућег ветра, док зими настану видљиви поремећаји. Наиме, ветар, у правилним размацима од по 6 часова, окреће надесно, затим налево, што би одговарало полудневном таласу ваздушног притиска. Исто се ово дешава на острву Пелагружу, на пучини Јадрана, око 75 км јужно од Виса, у просечном годишњем дану. Ту је анемограф на висини од 117 м изнад морског нивоа, а азимути су, по прорачунавању Мацела, оволики:

часови	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23
азимут	316°	328°	338°	337°	320°	304°	313°	324°	331°	328°	317°	311°

Прелази из једног правца у други настају овде два часа доцније, него у просечном зимском дану на Пореру, а окретања ветра се догађају у супротним правцима. То би се, вероватно, могло објаснити тиме, што је анемограф на Пелагружу изнад прелазног слоја (параграф 167) и ту већ настаје висински тип. Минима ваздушног притиска у Пули и Хвару настају између 4—5 и 16—17 часова, максима између 10—11 и 22—23 часа, дакле отприлике у временима смене окретања ветра на Пореру и Пелагружу.

170. **Објашњење дневног тока правца ветра.** — Шпрунг је употпунио наведена објашњења о дневном току брзине ветра, ради лакшег тумачења дневних промена у правцу ветра.

Пошто земљина ротација скреће ветар из свог нормалног правца тим више, што је овај јачи, мораће силазне ваздушне масе, које на висини имају много већу хоризонталну брзину кретања, проузроковати при земљиној површини и јаче скретање ветра на десно, поред тога што повећавају његову брзину. При измешаности горњих и доњих ваздушних слојева се мора и приземни правац ветра нешто прилагодити висинском: он се окреће на десно отприлике од свитања према подневу. По подне, кад размена између високих и приземних ваздушних маса ослаби, мораће настати супротно: ветар сада почиње да окреће на лево. Слична промена у правцу ветра збива се на висини, али у супротном смислу. Пре подне се окреће насупрот кретања сказаљке на часовнику, дакле на лево, по подне у смислу кретања сказаљке, на десно. Све ово вреди за места на земљиној северној полукугли. Правци ветрова нису упливисани на полутару (параграф 159 при крају). На океанским пучинама се, са слабљењем дневног тока брзине ветра, ублажава и дневна промена у правцу ветра.

Ова збивања су, на основу многобројних посматрања, доста често прекривена другачијом појавом, тј. да се ветар, у току дана, окреће са привидним кретањем Сунца, дакле дува уопште из оног правца видика у коме се налази Сунце. Та појава, која се опажа и у вишим ваздушним слојевима, око планинских врхова, доводи се у везу са раније поменутом чињеницом (параграф 168 при крају). Ујутру, изнад источних и већ загрејаних крајева, површине истог притиска леже више, него у још прохладним крајевима даље на западу, где је и посматрачево место. Пред вече је обратно, тада су површине истог притиска на већој висини изнад загрејаних крајева на западу, него што су изнад већ расхлађених ваздушних слојева даље на истоку, где се налази и посматрачево место. Пошто је притисак на истој висини већи у топлим ваздушних слојевима, биће барски градијент пре подне управљен на запад, по подне на исток. То значи да пре подне постоји тежња за источним, по подне за западним ветровима. Али ти исти ветрови, под утицајем земљине ротације, скрећу — при своме даљем дувању — на десно. Због тога источни ветар постепено прелази у јужни, овај постепено у западни, а западни ветар у северни. Тиме се тумачи окретање правца ветра са привидним сунчевим кретањем. Али, то не објашњава зашто и ветрови при земљиној површини скрећу у истом правцу. По Мелеру би се то могло свести на кретања ваздy-

шних маса на висини. Њима су изазвани атмосферски таласи, а ови — са своје стране — увлаче у таласање и све ниже и ниже честице ваздуха.

171. **Годишњи ток ветра.** — Годишњи период брзине ветра мења се од места до места; он је врло различит у разним областима, а локални услови упливишу на њега у знатној мери. Годишњи ток брзине ветра нема за основ никакво збивање, које би важило уопште за континенталне или маритимне крајеве, као што је код дневног тока брзине ветра, и које би овде требало објаснити. Стога ће се изнети само најопштије црте, јер тачније проучавање припада климатологији.

Пре свега треба споменути да се у годишњим токовима брзине ветра, прорачунатих из дугогодишњих посматрања или регистровања, јављају обично по два максима и два минима, као што је и код годишњег периода ваздушног притиска (параграф 80). Али су споредни екстреми, по своме значају, обично толико неизразити да се могу пренебрегнути.

Најпостојанији услови владају, свакако, изнад океанских површина. Тако је на Исланду, Фарским, Шетлендским и Азорским Острвима, па вероватно и на целом Атлантском Океану између њих, најветровитији месец јануар или фебруар, док најслабији ветар дува у једном од летњих месеца, најчешће у јулу. Али, што се даље иде од океанских обала у унутрашњост Европе, тим теже се могу тачније ограничити области са истим годишњим токовима брзине ветра.

По најпотпунијим упоређењима средњих месечних вредности брзине ветра, која су извршили Хелман, на основу 250 станица, и Брозе, на основу 460 станица, дошло се до ових општих закључака о годишњем току брзине ветра. Примери, који служе као објашњење, изнесени су у таблици 50.

1. Брзина ветра се уопште повећава од нижих према вишим ширинама (Београд 44.8° сев., Варшава 52.2°, Петрозаводск 61.8°), а смањује се од обала према унутрашњости копна (Веленшеа 10.3° зап. дуж., Варшава 21.0° ист. дуж., Богословск 60.0° ист. дуж.).

2. На северном умереном појасу постоји општа тежња за зимском највећом и летњом најмањом вредношћу брзине ветра, па су тиме условљени и месеци у којима ће настати најјачи и најслабији ветар у годишњем току. Утицај континената се ставља тој тежњи насупрот. Континенти, са својим постојаним зимским високим ваздушним притиском, проузрокују често тишине, а тиме ослабе зимски максимум брзине ветра. Овај се утицај може толико појачати да изазове зимски минимум брзине, тако да најјачи ветар настане обично у пролећу, што је одлика централних континенталних крајева (Богословск).

3. Највећа брзина ветра јавља се у хладном годишњем добу на вишим ширинама (Варшава, Петрозаводск) и у приморским крајевима који су окренути ветру (Веленшеа), а у унутрашњости копна настаје у једном месецу између марта и јула, најчешће у марту или априлу (унеколико Београд). Месец са највећом брзином ветра има обично и највећи број олујних дана.

4. Најслабији ветар јавља се код копнених станица, са пролетњим максимумом брзине, већином у августу или септембру (Београд), у централним континенталним крајевима зими (Богословск), док на приморјима, са зимским максимумом брзине, настане у јуну или јулу (Веленшеа).

Таблица 50. — Годишњи токови брзине ветра, у м/сек.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	кол.
Веленшеа	8.9	8.0	6.8	6.9	6.6	6.2	6.3	7.1	6.8	7.1	7.8	8.9	7.4	2.7
Београд (са тиш.)	2.5	2.3	2.7	2.2	1.8	1.5	1.4	1.4	1.6	1.9	2.6	2.3	2.0	1.3
,, (без тиш.)	3.7	3.3	3.6	3.0	2.8	2.3	2.2	2.2	2.5	3.0	3.7	3.4	3.0	1.5
Варшава	4.6	4.8	4.6	4.0	3.7	3.0	3.1	3.1	3.3	3.9	4.3	4.6	3.9	1.8
Петрозаводск	5.8	5.5	5.5	4.9	5.0	4.8	4.2	4.4	5.2	5.8	5.8	5.7	5.2	1.6
Богословск	2.8	3.5	3.6	3.6	4.1	3.9	3.0	3.3	3.7	4.0	3.3	2.7	3.5	1.4
Ајфелова кула	10.5	9.7	9.4	8.1	7.9	7.3	7.9	8.1	7.5	9.4	9.4	9.3	8.7	3.2
Сентис (2501м)	8.8	8.7	7.8	6.1	6.6	6.5	8.0	7.8	7.1	7.9	8.0	8.8	7.7	2.7
Пајкс Пик (4308 м)	11.8	11.3	11.1	9.5	9.2	8.4	5.6	5.5	7.4	9.5	10.6	10.5	9.2	6.3
Бомбај	4.6	4.7	5.0	5.0	4.9	7.3	8.6	7.0	5.1	4.2	4.3	4.4	5.4	4.4
Лос Ангелес	2.2	2.4	2.2	2.2	2.2	2.1	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9	2.1	2.1	0.5
Пула	4.9	4.7	5.1	4.9	4.5	3.7	3.8	3.9	4.1	4.8	4.6	4.5	4.5	1.4
Хвар	5.8	5.4	6.3	6.3	5.8	4.5	4.5	4.1	4.7	6.0	6.1	5.8	5.4	2.2
Бјелашница (2067 м)	9.0	9.8	10.0	9.7	9.3	8.8	8.4	8.2	8.5	9.1	9.9	9.3	9.2	1.8

5. Годишњи ток брзине ветра у слободној атмосфери, од 300 метара изнад тла навише, и на планинским врховима, одговара готово потпуно океанском типу; максимум је свугде око средине зиме, минимум у једном од топлих месеца, од априла до августа (Ајфелова кула, Сентис, Пајкс Пик), док ваздушни притисак има потпуно супротан годишњи ток.

6. Годишње колебање брзине ветра је доста веће при океанским обалама, него у унутрашњости копна. Највеће је у крајевима са изразитим периодским ветровима, као што су монсуни (Бомбај), или на местима где граниче два различита система ветра опште атмосферске циркулације и где њихова померања у току године изазову упадљиву промену. Такви су услови на границама пасатских ветрова и области полутарских тишина или калми.

Најмања су годишња колебања брзине ветра у областима сталних полутарских тишина и у суптропским областима високог ваздушног притиска (Лос Ангелес).

Колико су значајни споредни утицаји види се најбоље из примера Југославије, при крају таблице 50. Приморске станице Пула и Хвар и врх Бјелашнице немају одговарајуће нормалне годишње токове брзине ветра, него континентални тип са максимумом у марту одн. априлу, минимумом брзине у августу одн. јуну. Сва та места поред тога, имају, прилично изразит споредни максимум брзине ветра у позној јесени, сасвим слично са Београдом, који је око 520 до 215 км дубље у копну. Али, ваздушни притисак на Бјелашници има супротан годишњи ток од брзине ветра, као и на другим планинским врховима, са јануарским максимумом брзине.

Париски Централни метеоролошки биро и Ајфелова кула, са друге стране, не показују у годишњим токовима брзине ветра оне супротности, које постоје у дневним токовима брзине ветра (таблица 46 и слика 86). Наиме, Ајфелова кула има највећу брзину ветра у јануару, док је у приземном ваздуху, изнад Центр. метеорол. бироа, у фебруару и марту, а минимум брзине, који на Ајфеловој кули настане у јуну, појави се изнад Центр. метеорол. бироа у септембру. Дакле, екстремне брзине ветра на

Ајфеловој кули настану за два до три месеца раније, него у Централном бироу, а не појаве се у супротним месецима. Много је боље подударање у годишњем току брзине ветра између Бјелашнице и Сарајева. Оба места имају највећу брзину ветра у марту, док Бјелашница има најмању брзину ветра у августу, а Сарајево у месецу септембру.

Годишњи ток правца ветра нема, такође, толику правилност да би се могла сматрати као општа за веће делове земљине површине. Изгледа да приморска места показују највећу правилност, особито у монсунским крајевима, где се правилно смењују два система ветрова готово из супротних праваца. Тако се, на пример, просечни правац ветра у Пули (таблица 51) окреће на десно од јануара до јуна, дакле од зиме према лету, а од јуна до јануара окреће се на лево, али у уским границама од 44°. Слични су услови у Батавији, али из других узрока. И ту се правац ветра окреће на десно од децембра до јуна, на лево од јуна до децембра, али у границама од 109°, тј. од СЗ до ИСИ правца. Кишовити месеци су при северозападном монсуну, јер од новембра до марта закључно падне две трећине од целе годишње количине кише. Највише кише, дакле, пада при почетку окретања ветра на десно. Сасвим су другачији услови у Алипуру, предграђу Калкуте. Зимски монсун овде прелази постепено у летњи, тако да се просечни правац ветра окреће на лево од новембра

Таблица 51. — Годишњи токови правца ветра (азимути су рачунати од севера преко истока на југ)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	колеб.
Пула													
	N68°E	N75°E	E 7°S	E16°S	E12°S	E22°S	E 6°S	E 2°S	E 4°S	E 8°S	N79°E	N80°E	44°
	68°	75°	97°	106°	102°	112°	96°	92°	94°	98°	79°	80°	
Батавија													
	N48°W	N42°W	N29°W	N31°E	N50°E	N56°E	N53°E	N46°E	N34°E	N32°E	N 1°W	N54°W	108°
	312°	318°	331°	31°	50°	56°	53°	46°	34°	32°	359°	306°	
Калкута (Алипур)													
	N31°W	N77°W	S41°W	S21°W	S 3°W	S	S 1°E	S 4°E	S 6°E	N39°W	N 6°W	N14°W	180°
	329°	283°	221°	201°	183°	180°	179°	176°	174°	321°	354°	346°	
Београд													
	E17°S	E 9°S	E24°S	E28°S	E37°S	E11°N	W70°N	W28°N	E22°S	E35°S	E32°S	E21°S	189°
	107°	99°	114°	118°	127°	79°	340°	298°	112°	125°	122°	111°	
Ајфелова кула													
	W 5°S	N52°E	N63°W	N34°E	N17°W	N38°W	N87°W	N89°W	N65°W	W25°S	W38°S	W36°S	180°
	265°	52°	297°	34°	343°	322°	273°	271°	295°	245°	232°	234°	

па све до септембра, у границама од 180°; правац ветра се од септембра до новембра веома нагло окреће на десно, прелазећи непосредно из јужног у северозападни монсун. Ту падне пет шестина од годишње количине кише од маја до септембра, дакле кад монсун дува готово тачно са југа и у другој половини његова окретања на лево.

Врло неправилне годишње токове показују Београд и Ајфелова кула. Правац ветра у Београду се окреће на десно отприлике у пролеће и јесен, а на лево у два остала годишња доба, и то се знатним колебањем азимута од 189°. Још сложеније је природе годишњи ток правца ветра на Ајфеловој кули. Нарочите неправилности показују ту месеци фебруар и април, када ветар има просечни правац са североистока, док су просечни правци ветрова у свима осталим месецима са северозападног и југозападног квадранта. Исте неправилности има и приземни ветар изнад париског Централног метеоролошког бироа.

Годишњи токови правца ветра у свима овим местима проузроковани су њиховим географским положајем, са једне, а општом расподелом ваздушног притиска у појединим месецима, са друге стране.

Четврта глава

ЛОКАЛНЕ И РЕГИОНАЛНЕ ЦИРКУЛАЦИЈЕ ВАЗДУХА

172. **Општи преглед.** — Расподела средњих температура и ваздушних притисака са одговарајућим ветровима у месецу јануару и јулу укратко је описана у параграфима 62 и 75. Наравно, у неким данима настану знатна отступања од просечних атмосферских стања, која су нацртана у изотермним и изобарским картама. Па ипак, неке од главних црта остају постојане у току целог месеца, тако да изобарске карте одређеног месеца, са унесеним правцима ветра, претстављају, у неку руку, нормалну општу циркулацију атмосфере, или опште кружење ваздуха изнад земљине површине. Стања каква владају од дана до дана могу се сматрати као отступања од општег кружења. Најглавнија од тих отступања изазвана су покретним барометарским депресијама и антициклонима на умереним ширинама, као и тропским циклонима. Али, има мањих и већих предела на земљиној површини где су ове атмосферске творевине постојане, и скоро непомичне, са приближним трајањем од половине дана или половине године. У свима од њих постоје кружења ваздуха и стога се могу назвати локалним одн. регионалним циркулацијама ваздуха.

Џефрис је, на основу својих једначина о ваздушним кретањима, поставио класификацију ветрова према њиховом хоризонталном распростирању, и разликује четири групе: а) појаве које су распространене преко целог света, обухватајући генералну циркулацију атмосфере и њене промене у току године; б) појаве у размерама континената, обухватајући монсунске ветрове и одговарајуће промене у ваздушном притиску; в) појаве у размерама великих острва, као што су Британска Острва, Бафинова Земља или Борнео, која у малој мери преиначују општу и континенталну циркулацију у својој околини; г) појаве малих размера од неколико стотина до неколико десетина километара у хоризонталном правцу, обухватајући тропске циклоне, торнеде, ветрове с краја и мора, долинске и горске ветрове, и слаповите (падајуће) ветрове.

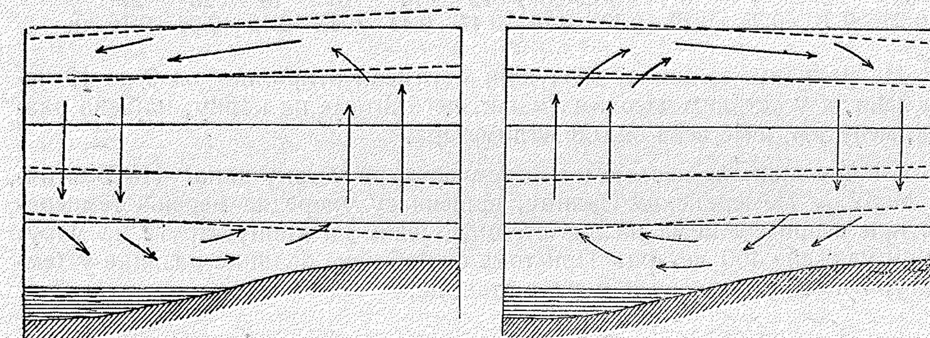
Три последње појаве у групи г) одликују се локалном циркулацијом, а регионалну циркулацију има група б). Обе ове циркулације припадају конвективним струјањима ваздуха, којима су посвећени параграфи 157 и 160.

Раније је било напоменуто да разлике у загревању атмосфере изазову разлике у ваздушном притиску, а ове проузрокују ваздушна кретања

(параграф 156), дакле — према величини простора — локалну, регионалну и општу атмосферску циркулацију. Мања отступања у правцу и јачини ветра, која су условљена правилним дневним или летњим загревањем и ноћним или зимским хлађењем, могу се знатно повећати, ако постоје велике супротности у саставу површине на мањем или већем пределу (параграф 42, 43, 44, 58), тј. ако су једно крај другог море и копно. Они се одликују врло различитим физичким особинама, па и неједнаким условима за загревање и хлађење, при примању или издавању исте количине топлоте. Разлике у ваздушном притиску, које настану таквим разликама у загревању и хлађењу, тада су много боље изражене, па су и ваздушна кретања знатно јача, особито ако је опште кружење ваздуха слабо у томе крају.

I. Кружење ваздуха са дневним периодом

173. **Приморски ветрови.** — Дневна смена ветрова је најразвијенија у приморјима оних крајева, која имају велика дневна колебања у температури (параграф 47 при крају), дакле у тропском појасу, а лети и на умереним ширинама.



Слика 88.

Неравномерно загревање и хлађење копнених и водених површина условљава атмосферску циркулацију при поменутим приморјима. Копно се дању јаче загреје од водене површине. Стога се, у нижим слојевима, ваздушне масе крећу са мора на копно, у вишим слојевима са копна на море. Истовремено се развију и узлазна кретања ваздуха над копном, а силазна кретања над морем (слика 88 лево). Узрок тих збивања објашњен је сликама 74 и 75, а тиме се тумачи и појава ветра са мора у дневним часовима. Циркулација има супротни правац у ноћним часовима, јер је копно тада јаче расхлађено од водене површине. Стога се, у приземним ваздушним слојевима, развију ветрови са копна или „с краја“, како тај ветар зову наши поморци (слике 88 десно); његов узрок објашњава слика 76. Испрекидане линије у слици 88, која показује видове дневног и ноћног кружења ваздуха при обалама, означују поремећаје у површинама истог ваздушног притиска, који су проузроковани неједнаким загревањем и хлађењем копнених и водених површина.

Ма да је теорија о смени приморских ветрова сасвим једноставна, прошло је много времена док се њена истинитост могла доказати одговарајућим динамичким условима. Наиме, велике разлике у ваздушном притиску између неког места у копну и неког места на морској пучини не могу се развити услед краткоће дневног периода; ако би и постојале, ограничене су на сразмерно узан приморски појас, као што ће се доцније видети. Поред тога, разлика у ваздушном притиску између мора и копна, која је потребна за постанак ових ветрова, мора дању бити позитивна, ноћу негативна, тј. да је дању притисак изнад мора већи, ноћу мањи, него изнад копна.

Бленферд је дао доказ о томе 1877 истовременим посматрањем ваздушног притиска у Калкути и на броду код Сендхеда, на отстојању око 150 км. Утврђено је и другим посматрањима да је максимална разлика у ваздушном притиску између две оближње приморске станице, једне на копну, друге на мору, ретко већа од 0.6 мм; у изузетним случајевима је нешто већа од 1 мм. Тако су на Јадрану, између Рима и острва Пелагружа, оволике разлике у атмосферском притиску у летњим дневним часовима:

0ч	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22
–0.25	–0.31	–0.33	–0.29	–0.13	0.19	0.47	0.44	0.33	0.10	–0.06	–0.16 мм

На Јадрану је, дакле, ваздушни притисак отприлике од 9 до 19 часова већи, а у осталим часовима мањи, него што је на копну; највећа разлика, међутим, није већа од 0.8 милиметара.

Сличне промене постоје и код температура у току дана. На Балтичком Мору, у Померанском Заливу, вршена су упоредна мерења температуре при ведрим данима на две станице, једне на копну, друге на мору, које су удаљене 400 метара. При томе су добијене оволике разлике у температури између копнене и морске станице:

0ч	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22
-0.3	-0.2	–0.5	–1.0	–0.4	0.4	1.2	1.4	0.8	1.2	0.4	–0.1

Одговарајући овим разликама у температури, које су битна покретна сила за ветар са мора и краја, и разликама у ваздушном притиску, као последицама првих, требао би ветар са мора да почне дувати између 8 и 10 часова, а ветар с краја да га замени око 21 часа. То се стварно и збива у многим крајевима. Али, ветар с мора почне првобитно дувати на пучини, око десетак километара далеко од обале; одатле се постепено ближи жалу, а затим продире све дубље у копно, гдегде тек до 2—3 км, гдегде и до 40 км дубоко. Брзина ветра с мора постепено се повећава до једног од раних поподневних часова. Тако, на пример, у Заливу Смирне, ветар с мора почне, лети, дувати са изванредном правилношћу око 10 часова, достигне своју највећу јачину у 16 часова, са средњом брзином од 7.2 м/сек, која се често повећа до 11 м/сек, а затим почне слабити, упоредо са снижавањем температуре. Толике брзине има ветар са мора и у другим тропским и средоземним крајевима. У Бургасу, на обали Црног Мора, ветар с мора има средњу брзину од 3.6 м/сек, али се на висини од 280 метара повећа на 6.2 м/сек.

Појава ветра с мора знатно се измени ако му се противстави неки општи ветар, који је условљен владајућим временским стањем, и отежава му слободан развитак. Такав ветар с мора, према општем ветру, има ове особине: појава му се знатно задоцњава, обично после 14 часова; почиње дувати на мору и сасвим се споро ближи обали; почетак му се одликује изненадним и наглим окретањем правца ветра за 180°. Изврстан пример за то је Карачи, место при северозападној обали Индије. Ту се ветар с мора појави, на отстојању од 12 км од обале, тек између 14 и 17 часова кадикад раније или касније, са јасним одликама провале хладних и влажних ваздушних маса. Ветар с мора се, у топлим данима, појави око 14 часова и на северној обали Мртвог Мора, а престане већ око 17 часова.

Ветар с краја почиње дувати ноћу, али је доста слабији од ветра са мора, с једне стране услед мање разлике у температури и ваздушном притиску између копна и мора, него дању, са друге, услед знатно већег трења. Ветар с краја, тога ради, често ни не доспева до обале у Заливу Смирне, а и иначе има незнатну јачину. У Бургасу је просечна брзина ветра с краја 2 м/сек, дакле готово двапут мања од средње брзине ветра с мора. Он ретко кад продре до 8 км на пучину.

Приликом смене једног ветра са другим влада обично тишина; тада се успоставља равнотежа у ваздушном притиску.

Хоризонтално распрострањење приморских ветрова је доста ограничено на умереним ширинама, као што је споменуто. Од обале у унутрашњост копна ретко се прошире до 50 километара, а од обале према пучини још знатно мање, најдаље до 30 километара. У тропима је, напротив, ветар с мора местимице осетан 70—125 км далеко на пучину. Можда је то проузроковано истодобним узлазним кретањем долинског ветра (параграф 174) у планинама Суматре, Јаве, итд.

Исто је тако сразмерно незнатно и вертикално распрострањење приморских ветрова на већем делу умереног појаса. Ово се мења од једног до другог часа, од једног до другог дана у истом месту, и тешко је дати општу вредност. Тако се горња граница ветра с мора код Њујорка мења од 50 до 250 метара, док повратни ветар почиње на висини од 120 до 270 метара, а допире најмање до висине од 400 метара. Сасвим је другачије код ветра с мора у Батавији. Ту приземни ветар с мора допире до 1400 метара, а повратни ветар се кадикад прошири до висине од 4000 метара. Ветар с краја има мало вертикално распрострањење и у тропским крајевима; ограничен је на приземни слој од 100 до 300 метара висине.

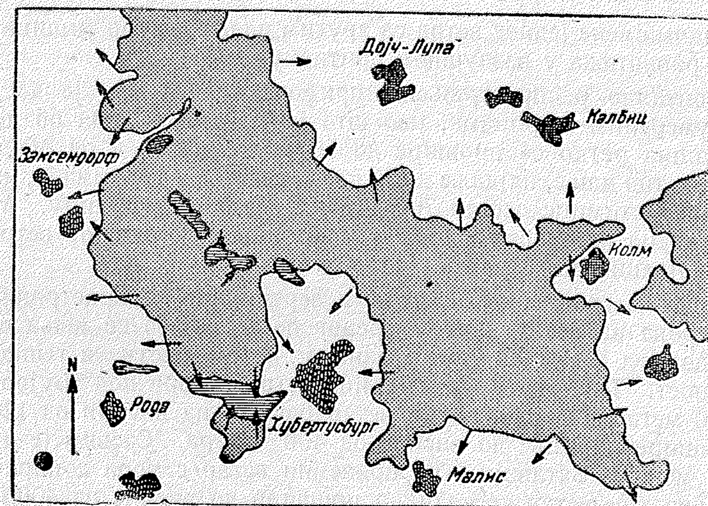
За брзину повратних ветрова има података из Бургаса. Дневни ветар с краја на висини, изнад приземног ветра с мора, има средњу брзину од 5.9 м/сек, а ноћни ветар с мора на висини, изнад приземног ветра с краја, дува просечном брзином од 6.6 м/сек. Оба повратна ветра су много јача од приземних.

Дневна смена приморских ветрова је значајна за тамошње становништво, нарочито почетак дувања ветра са мора, који знатно промени ранију топлоту и влажност ваздуха. То се особито лепо види из података Бигурдана о времену у Јоалу, на обали Сенегамбије, какво је владало 14 априла 1893:

часови	6	9	12	12^{30}	12^{45}	13	14	15
температура	20.8°	30.6°	38.4°	39.2°	28.0°	26.1°	25.4°	24.0°
рел. влажн.	43	18	4	3	45	61	64	65%
правац ветра	ENE	NE	NE	NE	NW	NW	NW	NW

Појава ветра с мора смањила је температуру ваздуха за 11.2° у току од 15 минута, а истодобно повећала релативну влажност за 42%. Доцније се температура сасвим споро снижавала; релативна влажност се за 30 минута повећала за 58%, а касније је остала готово непромењена. То је разлог што тамошње становништво жељно очекује да почне дувати ветар с мора. Права хладовина, међутим, настане тек при почетку ветра с краја, што се понекад догоди око поноћи, па и много доцније.

Исти се ветрови запажају и на великим језерима, као и на Касписком и Азовском Мору. Могу се појавити и при речним обалама, барама и мочварима. Наизменичност ових ветрова је, по Цвијићу, правилна појава на Охридском, Преспанском и неким другим македонским језерима, где имају и своја нарочита имена. Али су, при обалама Охридског Језера, повезани са дневном сменом планинских ветрова (параграф 174), јер је оно цело оивичено планинама.



Слика 89. — Вечерњи шумски ветар при лепом времену (по Х. Г. Коху)

Сличних, али знатно ограниченијих, струја изједначења има на границама шума и поља. Тако, из шуме у северозападном делу Саксонске, са површином око 70 км², ноћу дува шумски ветар према околним пољима и језерима (слика 89). После сунчева залаза, у ведрим данима, када се почне развијати тип израчивања, осети се на слободном пољу ветрић са брзином до 2 м/сек, који дува пред крајем шуме управно на поље. Јачина овог ветра зависи од рељефа земљишта, као и од врсте и висине дрвета.

174. **Планински ветрови.** — Правилна периодска смена ваздушних кретања јавља се и услед поремећаја температуре у хоризонталном правцу, који су проузроковани различитим рељефом земљишта у планинским долинама. Ветар дува уз долину дању, отприлике од 9—10 часова до сунчева залаза, низ долину ноћу, приближно од 21—22 часа до сунчева излаза. Ти ветрови дувају, дакле, из супротних праваца, као и поменути приморски ветрови; први се зове долински ветар, или анабатски (грч. ἀνά = горе, навише; βαίνειν = ићи); други, горски или брдски ветар, а и катабатски (грч. κατά = доле, наниже). Они имају нарочита имена у околини великих македонских језера, баш према томе одакле дувају и када. Најопштија имена за први ветар су долник или деник, за други, горник или ноћник. Та једноставност је, међутим, често поремећена многобројним другим утицајима, као што су близина неке висоравни, различито пружање и неједнак нагиб долинских страна или планинских падина према правцу сунчевих зракова, а у великој мери ледници у горњим деловима долине.

Дневна смена планинских ветрова је најбоље развијена у крајевима са великим дневним колебањем температуре, што потпуно вреди и за приморске ветрове. То су, у првом реду, тропски крајеви, нарочито полутарски и субтропски појас са честим тишинама, а лети, особито при лепом времену, и умерени појас.

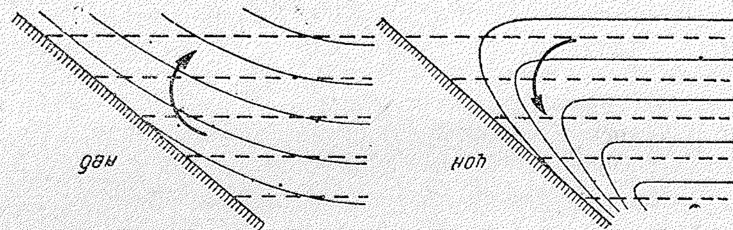
Артур Вагнер је проучавао појаве планинских ветрова у многим алписким долинама, употребљујући и резултате аеролошких испитивања помоћу пилот-балона. При томе је дошао до закључка да се, услед разноликости појава код ових ветрова, морају разликовати два различита збивања, са својственим узроцима постанка. Прво од њих је ово. Ваздух на самој долинској страни се, дању, много више загреје од непосредно вишег, као и од ваздуха насред долине, а на истој висини са првим (параграф 42, 45а). Тако се успостави хоризонтална разлика у температури између топлог ваздуха близу долинске стране и ваздушних маса око средњих делова долине. Друго је збивање у овоме. Ваздух се, при загревању, дакле дању, шири навише, а површине истог ваздушног притиска се тим више издигну, што дебљи стуб ваздуха у томе учествује. Пошто се висина ваздушних стубова смањује од долинске равни према долинској страни са једне, а од доњег према горњем делу долине, са друге стране, површине истог притиска, у попречном и уздужном профилу долине, нагнуте су од долинске равни према њеним странама и узводно.

Други је закључак Вагнера да, поред поменутих ветрова, има у планинским долинама и неких других.

Загрејани ваздух изнад долинске стране добије, услед првог збивања, неки потисак и стави се у узлазно кретање уз нагиб долинске стране. Слика 90 лево показује, за овај случај, приближни распоред температура и ваздушног притиска, а стрелица одговарајући правац струјања. То је т. зв. падински ветар. Он се слаже са теоријама планинских ветрова од Фурнеа (1840) и Венгера (1923), по којима је његово кружење термичког порекла. Брзина овог ветра и дебљина слоја у коме је развијен повећавају се са сунчевом висином, дакле од јутра према подневу. Поред тога се, на висини, при потпуно ведром небу, почну образовати кумулуси лепог времена (параграф 112, род 9), а ветар се може појачати до 13 м/сек. Ноћу, када се долинска страна јаче расхлади од ваздуха изнад

ње, ветар се развије на исти начин, али са силазним кретањем низ нагиб долинске стране. Ти услови су приказани у слици 90 десно.

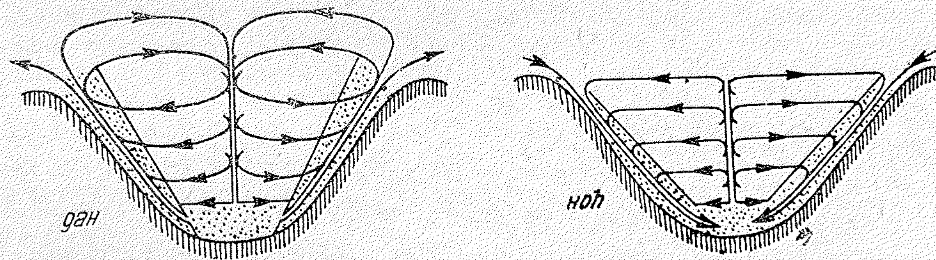
Ово се излагање мора допунити утолико, што узлазном ветру при долинској страни одговара силазно кретање ваздуха на средини долине. Наравно, по једнакости ваздушних маса, које учествују у овом кружењу, следује да силазно кретање мора бити тим слабије од узлазног, одн. падинског



Слика 90. — Термичко убрзање ваздушног кружења на долинским странама (изобаре = испрекидање линије, изотерме = пуне линије)

ветра, што је већи пресек струјања. Затворено кружење се може увек очекивати дању, јер је тада извор топлоте око долинске равни (параграф 42), а извор хладноће, тј. доста нижа температура слободне атмосфере, на висини. Ноћни су услови неповољнији. Тада се извор хлађења налази на долинској страни и њеној равни, тако да се само силазни део кружења може потпуно развити. Важно је овде споменути да притоме силазном кретању ваздуха не мора бити изразитијег нагиба површина истог притиска.

Узлазни падински ветар се, у високим планинским долинама, развија тек изнад долинске равни и са висином се све више проширује, јер прима у себе све више ваздушних маса са долинске средине, што се види из слике



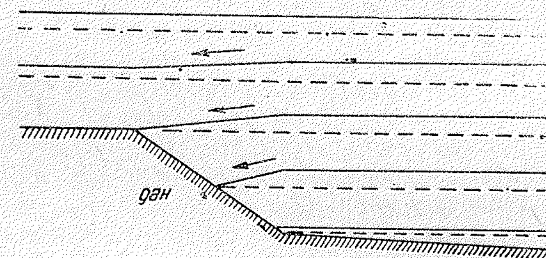
Слика 91. — Изглед узлазног (дан) и силазног ветра (ноћ) на долинским странама (по А. Вагнеру)

91 лево. Моћност силазног падинског ветра се, на исти начин, повећава према долинској равни (слика 91 десно). Ти слојеви могу достићи дебљину од 50 м у долинама средњих планина, а од 200 до 400 м у долинама алписких високих планина.

Нарочити облик термичких падинских ветрова претстављају, по Енгелу и Екхарту, т.зв. леднички ветрови. Постојано

силазно кретање ваздуха изнад површина под снегом и ледом траје често и преко дана, у слоју око 50 до 400 м дебљине на ледницима Високих Тавра. Узрок томе није сунчево зрачење, него разлика између температуре слободног ваздуха и снега или ледника. Температура последњих је стално иста, док ваздух постане најтоплији око подне, па у томе добу настане и највећа разлика у температурама. Леднички ветар је тим рећи, што је већа апсолутна висина, јер се у истом правцу смањује и разлика између температуре леда и околног ваздуха. Стога је леднички ветар најчешћи у току лета.

Сежи (1842) и Хан (1879) су теориски објаснили друго збивање, по Вагнеру струје изједначења између висоравни и низија, а овде ће се то показати на уздужном профилу. Испрекидане линије означују непоремећене површине истог притиска, које су водоравне (слика 92). Ваздух се јако загреје изнад равнице и висоравни у току дана, али су загрејани ваздушни слојеви неједнаке висине. Површине истог притиска су, услед ових чињеница, уздигнуте, а нагнуте су супротно долинском паду. Тиме је изазван ветар који дува према висоравни и достигне своју највећу брзину баш где је нагиб површина истог притиска највећи. Свугде се наводи, као најлепши пример оваквог ветра, опис од Сер Ричерд Стрекиа (1871): „Ветрови у долинама Хималаја дувају, целе године, и то дању узлазно, према највишим деловима планинског венца, а ноћу силазно. Дневни ветрови добију највећу јачину на високим превојима према Тибету, а ноћни ветрови тамо, где долине великих река излазе у равницу; због првих је прелаз преко тих превоја, по подне, готово онемогућен".



Слика 92. — Изобарске површине при дневној струји изједначења

Прави долински и горски ветрови су правилно развијени у већим долинама, особито ако су простране, дубоке, незнатног уздужног пада и отворене према великој равници, као што је случај у високим планинама. Ту испуњавају цео пресек долине, готово до врха обе долинске стране. Ти ветрови су, напротив, у долинама средњих планина обично ограничени на најнижих 50—100 метара. Вагнер и Евердинген налазе узрок планинских ветрова у томе, што се ваздушне масе унутар неке планинске долине и у слободном ваздуху изнад равнице различито загревају у току дана. Затворена ваздушна маса у долинама много се више загреје од ваздуха изнад равнице, а исто се тако знатно више расхлади у току ноћи. Али се ваздушни притисак између долине и равнице мора изједначити на висини планинских била. Површине истог притиска су, стога, хоризонталне на овој висини. На мањим висинама се, у току дана, развију падови ваздушног притиска од равнице према унутрашњости долине, услед различитих температура. Услови су ноћу обратни, јер је, на мањим висинама, пад притиска управ-

њен од хладне долинске равни према топлијој равници. Али се падови притиска, у оба случаја, смањују са висином, да око планинских била ишчезну.

Мерења брзине долинског и горског ветра у Инсбруку, где су врхови око 2000 м виши од долинске равни, знатно подупиру ову теорију. Оба ветра имају највећу брзину на висини око 200 до 400 м изнад долинске равни, одговарајући падовима притиска, док су при земљиној површини ослабљени трењем.

Веома је важно ово питање. Ветар дува из равнице у планинску долину дању, па би се те нагомилане ваздушне масе морале враћати према равници, а за то би било потребно уздизање тих ваздушних маса бар на горњем делу долине. То није могуће према поменутом општем распореду притиска, него настаје суделовањем падинског ветра.

Загревање падина у току дана даје потребну енергију да се ваздух уздиже уз долинске стране и залеђе, па се на висини враћа према излазу долине. Он тако постане повратна или компензациона струја целокупног ваздушног кружења унутар планинских долина. Падински ветар је, на тај начин, саставни део кретања долинског ветра, који сам не би био могућан. Падински ветрови дају ноћу, на сличан начин, накнаду за оне ваздушне масе које су горским ветром однесене кроз долински излаз у равницу.

Долинских и горских ветрова има и у уским (V облика) и у широким (U облика) долинама без већег уздужног пада. Њих може бити не само при лепом, него и при ружном времену, па чак и зими, при повољним временским приликама. Код места на средини широких долина, горски и долински ветар дува уздужним правцем долине, али се овај промени за 180° при смени једног од ова два ветра. Другачије је у уским долинама или на странама широких долина. Узлазни падински ветар почиње у овима дувати отприлике до два часа пре појаве долинског ветра, а силазни падински ветар почне за исто време раније дувати од почетка горског, силазног ветра. Широке долине имају, дакле, на својој средини једноставније и правилније услове у дневној смени планинских ветрова од уских долина или од страна широких планинских долина.

II. Кружење ваздуха са годишњим периодом

175. **Монсунски ветрови.** — Монсуни су, у годишњем периоду, исто оно што су ветар с мора и краја у дневном периоду. Главна разлика између њих је у трајању и у последицама неједнаког трајања једних и других ветрова. То је разлог што су монсунски ветрови знатно развијенији и у хоризонталном и у вертикалном правцу од приморских ветрова са дневним периодом.

Монсунски ветрови су окарактерисани већ и својим именом, јер реч монсун, одн. у арапском маузим, има значење опредељеног времена, или годишњег доба, а посебно у Индији ознаку кишовитог годишњег доба.

Али, док се код дневних периодских приморских ветрова видело да су најразвијенији при полутарским и тропским обалама, где је дневно колебање температуре стално велико, дотле су монсунски ветрови слабо развијени у полутарским крајевима, услед незнатних годишњих колебања температуре, па и ваздушног притиска. За њихов потпуни развитак су знатно погодније више географске ширине, особито у крајевима где нема јачих сталних ветрова, као што је гранични појас између пасатских и преовлађујућих западних ветрова (параграф 178, 179), а то су субтропске ширине. Дуго трајање монсунских ветрова је узрок, што — местимице — обухватају веома велике делове континената и океана, и што је утицај земљине ротације врло упадљив. Сви монсунски ветрови су скренути, према градијенту, на десно на северној, на лево на јужној земљиној полукугли (параграф 159).

Индијски Океан претставља главну монсунску област, јер је свестрано опасан копном, нарочито на западу, северу и североистоку. Највећи континенат, Азија, са својим огромним висијама, има веома знатно дејство, вероватно и стога, што га потпомажу супротне годишње промене притиска у пустињама Јужне Африке и Аустралије (слика 40, 41).

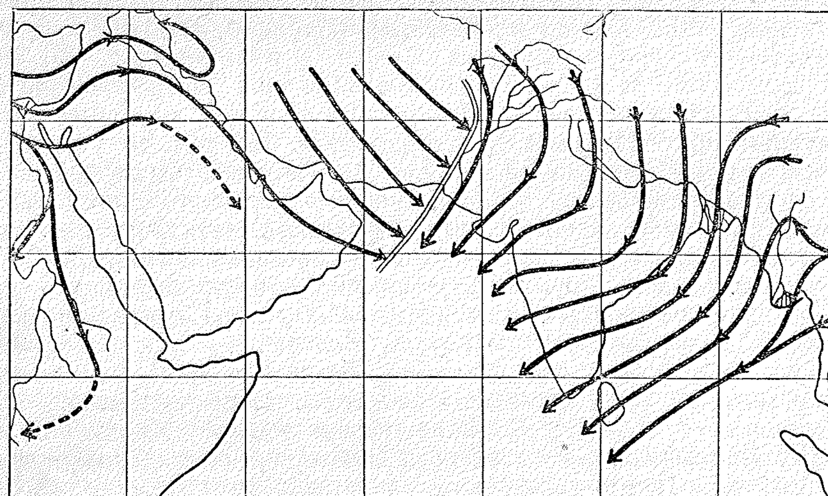
На основу старијих радова од Хила, Арчебелда, Делеса, Џон Елјета, Харвуда и Симпсена се покушавало да се висина монсунских ветрова у Индији изведе према мерењима разлике у ваздушним притисцима између севера и југа. По томе се утврдило да, при зимском монсуну, на висини око 2100 м влада пад ваздушног притиска од југа према северу, дакле у супротном правцу од приземног пада притиска. То значи да на тој висини дува т.зв. антимонсун, а граница између њега и приземног зимског монсуна лежи на висини око 1650 м. Површина изједначења притиска је на знатно већој висини код летњег монсуна, по прорачунавањима на 3300 до 4500 метара, дакле је овај много развијенији у вертикалном правцу од зимског.

Вагнер је, међутим, темељно обрадио добијене податке пилот-балонима и дошао је до другачијих резултата. Порекло зимског, североисточног монсуна је на јужном подножју Хиндукуша и Хималаја, у Панџабу, где је развијен сразмерно висок ваздушни притисак, преко 1016 мб. Пошто се топлотни екватор у томе годишњем добу налази око самог полутара, притисак ваздуха се отприлике дотле смањује, приближно до 1009 мб (слика 40). Зимски је монсун, из тога разлога, хладан и сув, дува отприлике од октобра до марта, у коме времену Индија има своје суво и прохладно годишње доба. Зимски је монсун, уједно и доста слаб ветар, особито у северним и централним крајевима, где му је брзина мања од 1 м/сек; према југу се прилично појачава и на пучини Индијског Океана достигне брзину од 5—7 м/сек. Народ у Индији тај ветар и не познаје, зато што је слаб и не осећа се.

По свему споменутом се види да су услови код североисточног монсуна једноставни. Расхлађен ваздух струји са јужних страна Хималаја према југу и, под утицајем девијаторне силе, скреће на десно (слика 93). То струјање не допире до висине од 2 км, него вероватно до испод 1.5 км; зимски монсун, по томе, влада у ваздушном слоју од 1200 до 1500 м дебљине. Он је, западније од долине Инда, одвојен фронтом (параграф 208) од западних и северозападних ветрова, који дувају из Белуџистана и Авганистана већ на висини од 0.5 км. Овај фронт има, вероватно, велики значај за зимске падавине у Северној Индији.

Одржавање одн. храњење зимског монсуна настаје западним ветровима, колико се могло закључити по картама средњих вектора ветра на висини од 2 и 3 км, а ти ветрови владају на поменутим висинама од 35° до 17° сев. шир., тј. од подножја Хималаја до линије Бомбај—Мазулипатам на југу. У Јужној Индији дува и на тим висинама зимски монсун, истоветан са североисточном пасатом (параграф 178). Ветар, који би на висини дувао из супротног правца према зимском монсуну, дакле антимонсун, није се могао утврдити.

Хил и Бленферд су чешће писали о зимским кишама у Северној Индији, које су важне за тамошњу пољопривреду. Тај крај има две жетве, које су зависне од висине киша при зимском и при летњем монсуну. Испитивањима од 1906 до 1912 године се показало да су преко две трећине атмосферских поремећаја, који зими настану у Северној Индији, вероватно



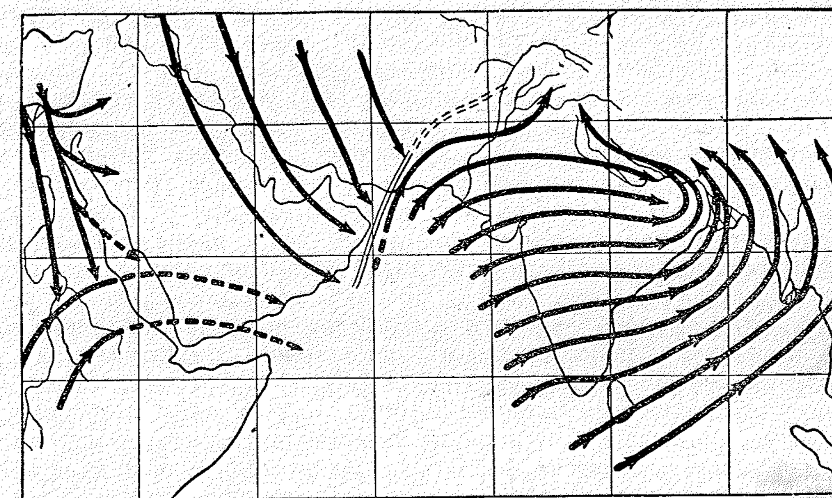
Слика 93. — Средњи вектори североисточног монсуна на висини од 0.5 км (по А. Вагнеру)

продужење кретања јужноевропских и северноафриканских барометарских депресија (параграф 194, 200). Али се путање тих депресија знатно мењају од једне до друге године. Вокер и Рај Бахадур Хем Рај су, тога ради, вршили нарочита испитивања и прорачунали су коефицијенте корелације (међусобне везе) између киша у Северозападној Индији и западније одатле. По њима изгледа да западни део Мале Азије и Сирија имају тешње везе са зимском кишом у Северозападној Индији од Персије и Ирака.

Сунце пређе у априлу, после пролетње равнодневице, на северну небеску полукуглу. Континентални крајеви, ближи полутару, почну се услед тога све више загревати, и, у унутрашњисти Индије, почне се образовати барометарска депресија. Последица тога је да ветрови из североисточног правца још дувају у Северној Индији, али се на приморјима већ јављају ветрови са мора. Ово прелазно годишње доба, у коме се расподела

ваздушног притиска измењује из основа, одликује се веома топлим и непостојаним временом.

Пространа барометарска депресија се већ у јуну развије изнад Централне Азије, отприлике од 15° до 40° сев. шир., а врло висок притисак образује се између 25° и 40° јуж. шир. То су повољни услови да југоисточни пасат (параграф 178), на Индијском Океану, пређе преко полутара на северну полукуглу и да уђе непосредно у летњи прохладан и веома влажан југозападни монсун, који изненада провали и постепено продире све даље на североисток. Температура се, по „провали монсуна“, доста јако снизи, ваздух се испуни воденом паром, облачност се знатно повећа, ветар са мора стално дува и пљуште обилне кише. То се обично дешава у првој половини јуна. Велики барски градијенти, какви тада постоје, могу изазвати јаке ветрове, тако да је провала монсуна величан-



Слика 94. — Средњи вектори југозападног монсуна на висини од 0.5 км (по А. Вагнеру)

ствена, јер је изненадна и силна, кадикад и катастрофална. Народ, ипак, очекује тај догађај са нестрпљењем, јер зна да од њега зависи каквоћа године — берићет или глад.

Југозападни монсун је, у метеоролошком смислу, голем и постојан циклонски систем струјања, нарочито јасно развијен на висини од 3 до 5 км, који је пореклом од две потпуно различите ваздушне масе: континенталне и маритимне (параграф 186—190). Језгро те барометарске депресије налази се у најсевернијем делу Бенгалског Залива (слика 94). Али, док ветар при земљиној површини дува готово преко целе Индије са запада и југозапада, он већ на висини од 0.5 км окрене на лево и дува претежно са запада. Овај маритимни монсунски ветар одвојен је оштрим фронтом на источној граници Авганистана од северозападних континенталних ветрова, који долазе из загрејаних висоравни Персије, а дува у целом Ираку, као и у Египту. Али је тај фронт на висини од 1 до 3 км померен

знатно даље на исток, у виду оштрог лука, отприлике по линији Даман Јабалпур-Дака-Катманду. Летњи југозападни монсун допире у вертикалном правцу отприлике до висине од 4 км, а у хоризонталном се, на већој висини од 500 м, не прошири на северозапад даље од брегова Аравали. Тамо струји континентални ваздух према југу, чиме се објашњава што се ту налази пустиња Тар.

Антимонсун се не може утврдити ни лети; напротив, на висини од 3 до 5 км, тада се креће повратна струја изједначења према полутару у виду северних ветрова, на истој висини са летњим монсуном, али западно од њега. Тек на висини од 8 до 10 км дувају готово изнад целе Индије источни ветрови, а у изворишним деловима Инда и у Панџабу углавном западни ветрови.

Предеоне дуготрајне кише падају при западним обалама Индије, од Бомбаја на југ, и Индокине, где се маритимни југозападни монсун мора уздизати преко прибрежних планина. Даљи предео дуготрајних киша налази се северно од Бенгалског Залива, где се летњи монсун уздиже, бар у нижим слојевима, према падинама Хималаја. Али су овде, делимично, и праве циклонске кише (параграф 139), условљене узлазним кретањима ваздушних маса дуж површине усклизавања. Летње кише трају све до престанка летњег монсуна, отприлике до месеца септембра, када се на Индијском Океану и у Бенгалском Заливу појаве тропски циклони (параграф 225—234), а слабији поремећаји атмосфере у долини Ганга, те се правци ветра мењају. Кише полагано престају, време се пролепшава, ваздушни притисак се повећава и прилично постепено се прелази у зимске услове.

Изразит монсунски карактер имају североисточне и источне обале Азије. Зими дувају јаки, хладни и суви ветрови са северозапада, лети влажни и кишоносни морски ветрови са југа до југоистока. Слабији су монсуни у Аустралији и Источној Африци, али су ипак преовлађујући правац ветра. Још слабији су монсуни у неким другим крајевима, као што је западна обала полутарске Африке, где југозападни монсун дува између Сијера Леоне и Залива Биафре од јуна до септембра. Југоисточни део Сједињених Држава, при Мексиканском Заливу, има лети преовлађујуће југоисточне ветрове, зими северозападне ветрове. Слаби монсунски ветрови су развијени и на Пиренејском Полуострву: зими дувају из унутрашњости хладног копна према морима, лети обратно, од хладнијих мора према загрејаном копну. Исто се збива и у поларним крајевима, на приморју Белога Мора и Сибира.

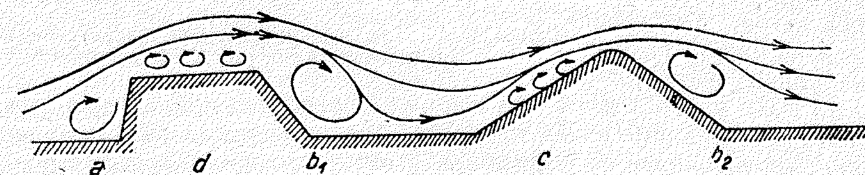
Л и њ е ј к и н је поставио хидродинамичку теорију монсуна над округлим острвом. Монсунски ветар обухвата, по овој теорији, приземни слој атмосфере до висине од 780 м; њиме су ваздушне масе пренесене до знатног отстојања, у поређењу са величином острва. Главни део целог збивања припада пренашању топлоте узлазном ваздушном струјом. Антимонсун је развијен на већој висини, са супротним правцем хоризонталне компоненте брзине, што по теорији мора бити.

П е т а г л а в а

УТИЦАЈ РЕЉЕФА ЗЕМЉИШТА И ДРУГИХ ПРЕПРЕКА НА ВЕТАР

176. **Механичко дејство рељефа и других препрека на ваздушна кретања.** — Правилна кретања ваздушних маса подлегну знатним поремећајима под утицајем разних облика рељефа земљишта и неких других препрека, какве су на пр. шуме. То се утврдило темељнијим посматрањима у току последњих деценија, поглавито помоћу балона.

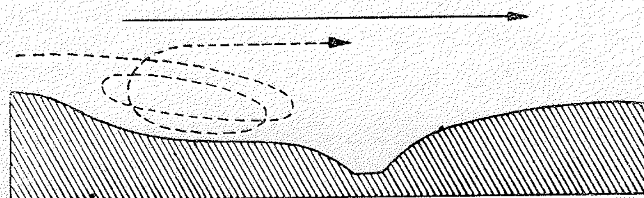
Ако ветар дува управно на правац пружања неке плећате планине са стрмијим странама, створиће се вртлози са хоризонталном осом и на оној страни која је окренута ветру, и на супротној страни, у заветрини. Вртлог је на првој страни (*a*) постојан (слика 95), док се вртлог на страни у заветрини креће, стално се обнавља, а кад се довољно повећа одвоји се и буде однесен ветром (b_1 и b_2). Донекле је важан за образовање вртлога и нагиб планинске стране. Ако је он благ и незнатније висине, тада се на страни која је окренута ветру неће образовати вртлог, него се развије само танак узвртложен гранични слој ваздуха изнад те стране (*c*). Слично се догађа када највиши део планине има облик заравни; у том се случају ствара тањи или дебљи слој турбуленције са малим покретним вртлозима (*d*). Најзад, што стрмије су планинске стране, било ветру окренуте или испод ветра, тим више ће остати слободна простора између низије и стране (мртви угао) и стога ће вртлози моћи бити тим развијенији и већи. То се лепо види из горње слике код положаја b_1 и b_2.



Слика 95. — Вртлози на разним местима планинског предела (по В. Георгију)

Ако ветар дува правцем пружања планинског венца, дакле паралелно са овим, тада ће се образовати бочни вртлози, са вертикалном осом, дуж коса и дубодолина; вртлози се развијају углавном у последњима. То би се јасно видело ако би се слика 95 ставила положено, дакле као хоризонтална пројекција. Тада би узвишењима одговарале косе, а низијама, дубодолине, у којима су вртлози образовани.

Пример о појединостима, којима подлежи ваздушно струјање на препрекама, показује слика 96. Балон се налазио на страни испод ветра и при лету је извео две затворене двоструке омче при брзини кружења отприлике од 8 м/сек. Кретање му је било скоро сасвим мирно и без удара. Вертикални пречник вртлога био је 150 м, хоризонтални око пет пута дужи, док су озелененеле долинске стране, у којима се збивало то кружење, биле веома благе са нагибом око 15°.

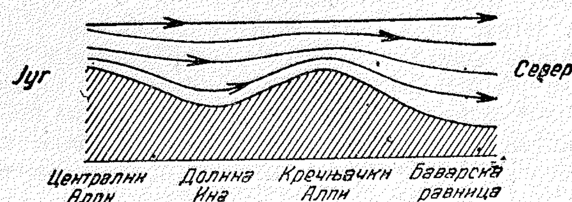


Слика 96. — Вртлог на страни у заветрини од 18 јула 1912 (по Х. Фикеру)

Утицај крупних планинских облика на ток ваздушних кретања утврђен је при вожњама у балонима. Увек се видело да се линије ваздушних струјања при прелазу преко планинског била и долине прилично прилагођавају таласастом профилу земљишта (слика 97). Најважније је при томе, што се линије струја збијају једна уз другу изнад планинског била; то се своди на сужавање пресека ваздушне струје изнад највиших делова планине, а огледа се у повећаној брзини кретања.

Овде се мора указати на чињеницу, добро познату ваздухопловцима, да се оне планине, које се пружају управно на правац преовлађујућег ветра, увек одликују већом ударношћу (параграф 153) од планина чије се пружање подудара са правцем најчешћег ветра.

Из досадашњег излагања се видело да у мртвим угловима између равнице и стране која је окренута ветру или оне у заветрини постоји по један вртлог. Треба још додати да други вртлог, на страни испод ветра, има веће димензије од првог. Та два вртлога условљавају х о р и з о н т а л н у д а љ и н у у т и ц а ј а препреке на ваздушно струјање. Слој турбуленције изнад препреке, или највишег заравњеног дела планине, проузрокован је уздизањем струје на горњој предњој ивици препреке. Линије струјања су баш на том месту највише искривљене и најзбијеније. Ту настаје и одговарајуће највеће у б р з а њ е в е т р а, а и најјаче узлазно кретање ваздуха. Горњом границом слоја турбуленције, одн. поремећајног дејства препреке, одређена је у т и ц а ј н а в и с и н а п л а н и н е.



Слика 97. — Ток линија струјања изнад северних Кречњачких Алпа (по Х. Фикеру)

По томе су својствена обележја ваздушних струјања на планини: 1) утицајна висина, 2) хоризонтална даљина утицаја и 3) убрзање ветра изнад планине. Све ово се може одредити помоћу аеролошких посматрања. Ф и к е р је утврдио, приликом многобројних прелаза Северних Алпа у слободним балонима, да се повећање брзине ваздушног струјања осећа од 500 до 970 м изнад планине, да је, дакле, толика утицајна висина. Али изгледа да је та процена сувише мала, јер су се Алпима проузроковани поремећаји у пољу струја осетили све до стратосфере, а и на Крконошама су допирали бар до 8 км, тј. готово до петоростроке висине те планине. Утицајна висина се, поред тога, повећава и са апсолутном висином планине. Хоризонтална даљина утицаја означује отстојање од кога почиње, испред планине, узлазно кривљење линија струја, одн. отстојање на коме, иза планина, искривљеност линија струја прећe у хоризонтални положај. Хоризонтална даљина планинског утицаја на Таунису (висина 827 м) је око 14 км испред њега. Најзад, убрзање ветра на Таунису, према слободној атмосфери на истој висини, износи свега 17%, тј. 6.5 према 7.6 м/сек.

Треба још видети како ноћни услови делују на ваздушно струјање у планинском крају. Ваздух се, као што је познато, ноћу јако хлади у низији, много јаче него на висини, особито при ведром времену, и постепено испуњава долину све до висине била (слика 98). Хладан ваздух се, због веће специфичне тежине, понаша сасвим пасивно према топлијем ветру који дува на висини. Та горња ваздушна струја креће се, из тога разлога, сасвим несметано преко хладне ваздушне масе, која се — на неки начин — понаша као чврсто тело. Стога се, у ведрим ноћима, приликом прелетања преко планине не осети неко значајније дејство, нарочито не у освит.

Слика 98. — Кретање ваздуха изнад планине после ведрих и прохладних ноћи (по В. Георгију)

177. **Слаповити ветрови.** — Доста су чести ветрови у планинским пределима који настају при пролазу барометарских депресија, а одликују се нарочитим особинама; они нису ограничени на поједина места, нити на годишња доба, па стога имају и нарочита имена. Ипак се по дугогодишњим подацима види да су најбоље развијени у крајевима погодног рељефа земљишта, а са друге стране да су у неким годишњим добима чешћи, него у другима. Ти ветрови покажу своје својствене особине на странама у заветрини, а особито при планинској подини; спадају, дакле, у групу силазних ваздушних кретања, по чему су названи с л а п о в и т и в е т р о в и. Поменута чињеница указује, уједно, и на одлике ових ветрова. Они се, при своме спуштању, адијабатски загревају (параграф 101) и стога постају све сувљи. Да ли ће се на подини планине осетити као топли, хладни или индиферентни, тј. без већег утицаја на температуру околног ваздуха, зависи у великој мери од физичких услова те ваздушне масе пре но што је прешла у узлазно кретање на ветру окренутој страни планине, затим од висине саме планине, од њеног облика, као и од топлотног стања на подини стране у заветрини. Али се, у сваком случају, осете као веома суви.

Познато је, поред тога, да кондензација водене паре почиње тим на већој висини, што је ваздух топлији при истој садржини водене паре или што је сувљи при истој температури. Ако планина није довољно висока, не мора ни доћи до кондензације водене паре, тако да ће иста ваздушна маса доспети до подине друге стране са истим особинама које је имала пре узлажења, тј. са истом температуром и релативном влажношћу. Ако се планина диже до знатно веће висине од кондензационог нивоа, велика количина топлоте ће се ослободити, на ветру окренутој страни, услед прелаcка водене паре у течно или чврсто стање, те се потенцијална температура исте ваздушне масе знатно повећа. Ветар, при своме даљем силазном кретању низ страну у заветрини, дође до подине са доста вишом температуром и мањом релативном влажношћу, него пре почетка уздизања уз супротну страну. Та разлика бива тим већа, што је планина виша, јер се све већа количина водене паре кондензује. Већ из ових разлога се види да слаповит ветар у истој планини, али на разним местима, може произвести различито дејство у својој новој околини.

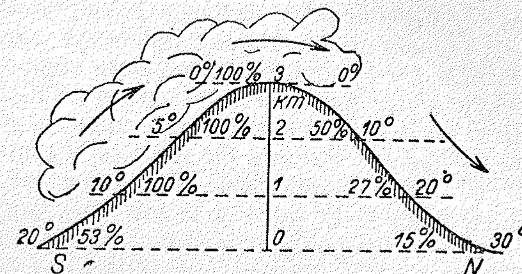
Овде ће се описати слаповити ветрови којих има у нашој земљи: фен, бура и кошава.

Ф е н је име топлог и сувог ветра у планинским долинама Северних Алпа, отприлике од Женевског Језера до Залцкамергута (вероватно пореклом од ретороманског преиначења лат. Favonius, западни ветар, у favougn, fuogn, fuin итд.), па се то име применило и у другим крајевима са сличним слаповитим ветром. Тај ветар је више проузрокован разликама у ваздушном притиску, него обичним термодинамичким узроцима. Потребан барски градијент (параграф 158) за то настаје обично при пролазу барометарских депресија на једној или другој страни веначне планине. Тако је јужни фен, на северном предгорју Алпа, проузрокован депресијама које долазе са запада, са Атлантског Океана, док је северни фен, на јужној страни Алпа, условљен медитеранским депресијама. Кад антициклон лежи изнад целе планинске области, фен се може развити на обе стране Алпа.

Особине фена ће се показати на примеру. Нека се западно или северозападно од северне подине Алпа појави барометарска депресија, а антициклон нека је развијен у Источној Европи. Барометарски минимум увлачи, у томе случају, ваздушне масе из долина Северних Алпа. Да би се тај мањак надокнадио, спуштају се друге масе ваздуха са речних изворишта и планинских превоја и врхова, које повлаче собом и ваздух са јужне стране, ради потпуне накнаде увученог ваздуха у вртлог. Тиме се објашњава зашто је ваздух на јужној страни Алпа још неко време у миру, иако је фен већ почео дувати на северној подини. Сада треба претпоставити да је подина на истој надморској висини на обе стране, а венац да је, просечно, за 3000 м виши. Ако је ваздушна температура на јужној подини 20°, а релативна влажност 53%, парни притисак износи 9.2 мм. Та ваздушна маса се, при узлазном кретању, адијабатски хлади и температура јој се смањи до 10° на висини од 1000 м (слика 99). Али је, при толикој температури, ваздушна маса достигла максимални парни напон од 9.2 мм и од те висине почиње кондензација водене паре. Иста је ваздушна маса, при даљем узлазном кретању, стално засићена воденом паром, али јој се температура смањује на сваких 100 м висине отприлике тек за 0.5°, услед ослобађања латентне топлоте. Температура спадне до 0° на врху

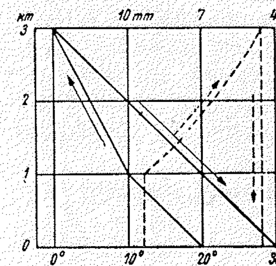
венца, али ваздушна маса, при толикој температури, има максимални парни притисак од 4.6 мм. Остатак од 4.6 мм кондензовао се у слоју од 1000 до 3000 м. Ваздушна маса прелази одатле у силазно кретање низ страну у заветрини и стално се динамички загрева; парни притисак јој остаје непромењен, 4.6 мм, али се релативна влажност смањује. До подине доспе са температуром од 30° и релативном влажношћу од 15%. Фен је, у овом случају, за 10° топлији и за 38% сувљи од почетног стања исте ваздушне масе на подини друге планинске стране. То су дејства фена.

Постепене промене у температури и парном притиску ваздушне масе при њеним узлазним и силазним кретањима могу се приказати и дијаграмом (слика 100). На ординати су унесене висине, доле на апциси температуре, а горе на њој парни притисци. Пуна линија показује промене у топлотном стању те ваздушне масе, а испрекидана линија промене у њеној влажности.



Слика 99. — Шематски приказ збивања при фену

Приликом фена се обично образују нарочите облачне творевине, које на страни испод ветра имају изглед одломљеног облачног покривача, „фенског зида". То је облачни банак или ваљак, који лежи непомично на венцу, упркос често олујног ветра, а служи као доказ да на ветру окренутој страни влада узлазно кретање ваздуха са ружним временом (слика 99). Ту се сувишак водене паре излучи из облака у виду кише одн. снега. На другој страни планине, са силазним кретањем ваздуха, јављају се мали фрактокумулуси (параграф 112 род 9), а више њих сочивасти облици облака, изнад којих су ваздухопловци достигли висине од 9 км. То сведочи да је, изнад силазне фенске струје, развијено узлазно струјање у великим размерама, по теорији К и т н е р а. При фену влада, најзад, изванредна провидност ваздуха са појавама плавољубичастих тонова боје у томе пределу.



Слика 100. — Адијабате и промене у влажности при развитку фена

Ветрови са особинама фена доста су чести и ако нема падавина на страни узлазног ваздушног кретања, нарочито у зимским месецима, када у атмосфери постоји општа тежња за инверзијама температуре, и када је вертикални градијент температуре знатно смањен (параграф 59). Тада су довољна и сама силазна кретања ваздушних маса да би се у долинама појавила фенска дејства; оне се испуне ваздухом који се раније налазио на знатно већој висини, али се при спуштању стално адијабатски загревао.

С а ј д л је утврдио да се појас југозападног фена у нашој земљи пружа од Караванки и Јулијских Алпа до Бјелашнице, на дужини око 500 км. Ваздушне масе, које образују фен, полазе са Јадрана, прелазе

преко Динарских Планина и спуштају се у долине Бохињске Саве, Љубљанице, Мирне, Крке, Купе и свих притока Саве у Босни, и настављају свој пут према Панонској низији. То се види по томе, што је фен у Загребу исте учестаности као у Новом Месту, ма да је ово удаљено од планинске ивице 10 км, а Загреб 70 км. Чак и Београд има фенских дана. Годишњи број дана са феном се углавном повећава од северозапада према југоистоку: Целовец 35, Загреб 69, Сарајево 98. Фен је најчешћи у пролеће и лети, најређи зими, слично Инсбруку. Годишња температура код дана са феном је, просечно, за 3.6° виша од оне код дана без фена. Највећа је разлика зими, просечно 6.1°, најмања је лети, тек 2.2°. Релативна влажност је, са друге стране, при фену прилично мања од нормалне, у средњу руку за 10%. То су просечне вредности свих места. Стварно су, међутим, оне углавном тим мање, што се даље иде ка северозападу, а тиме веће, што је место даље на југоистоку. На пример, разлика у годишњој температури између дана са феном и без фена је оволика: Целовец 2.5°, Љубљана 3.5°, Загреб 3.2°, Сарајево 4.9°. Ма да су ове вредности прилично мале, ипак утицај фена може бити значајан при топљењу снега или код вегетације при њеном процвату или код сазревања грожђа итд.

Фен је веома важан у алписким долинама услед штете коју може нанети приликом брзог топљења снега. Исто су тако велика дејства фена источно од Стеновитих Планина, у Северној Америци, где се зове чинук. Ту се у Хевру (Монтана), 19 јануара 1892, температура повећала за 24° у току од 15 минута: од изванредно ниске (—21.2°C) до благе (2.8°) при почетку чинука. Ма да је ово необичан случај, ипак није сувише ретко да се температура у томе крају веома повећа у сразмерно кратком времену. Џонсен наводи још два случаја из децембра 1933 при којима се температура у Репид Сити (Јуж. Дакота) повећала за 37° у току од 18 часова.

Фенски ветрови мењају и иначе временске прилике на великим пределима. Тако је клима јужне Калифорније зими знатно измењена у својој нормалној маритимној природи појавом фенских ветрова, који долазе из унутрашњости, кроз планинске превоје. Ту се местимично зову „пустињски ветрови", што сведочи о њиховој сухоти, али не и о пореклу. Јер, температура тих ветрова, који полазе одиста из суседних пустињских крајева, знатно је нижа од температуре прибрежја на које упливишу; њихова необична топлота и незнатна влажност искључиво су последица адијабатских промена у тој ваздушној маси.

Два остала типа слаповитих ветрова проузрокована су обичним гравитационим дејством.

Бура (грч. βορέας = северни ветар, управо планински ветар, према ὄρος, корен Fορες = брег) је познат слаповит ветар дуж Јадранског Приморја од Тршћанског до Медовског Залива, али има одлику хладног и сувог ветра. Тај ветар се спушта са околних висоравни на северу и североистоку према морској обали. Најчешће настаје зими, када је простран антициклон развијен изнад Северне и Средње Европе, а барометарска депресија када се налази изнад Средоземног Мора, било југозападно или јужно од Јадрана. Ипак је за правилан развитак буре битно: 1) да су велики простори на висоравнима и планинама крша јако расхлађени, или 2) да се прекомерно хладан ваздух, пореклом са већих ширина и из унутрашњости копна, спушта ка морским обалама, или 3) да је приморје веома топло, како би силазна ваздушна маса, која се адијабатски загрева, доспела до морског огледала са доста нижом температуром од оне која влада при њему. Последња чињеница је остварена на јадранским обалама, јер је просечна зимска температура на северном Јадрану око 5.7°, на средњем Јадрану око 9.0°. Са друге стране, ако је унутрашња висораван просечне висине од 1500 м, ако је покривена снегом, и ако је над њом развијен висок ваздушни притисак, температура приземног ваздуха се може лако смањити до —12°, а при толикој температури је максимални парни притисак око 1.8 мм, дакле веома незнатан. Ваздушна маса, која се спушта са висоравни, доспе до морског нивоа са температуром од 3°, те је бура, стварно хладна; у овом случају има за 2.7° нижу температуру од ваздуха изнад северног Јадрана, а за 6.0° нижу од ваздушне температуре над средњим Јадраном. Такво је термичко дејство буре. Поред тога, при њој је смањена и релативна влажност ваздуха: у Трсту је, приликом буре, за 14% мања од нормалне у просечној вредности. Чак у Хвару, који је — према правцу буре — у заветрини, и где је овај ветар стога сасвим слаб, зимска је температура при њему просечно за 3.5° нижа, а релативна влажност за 22% мања од нормалне.

Главно својство буре је њена изванредна јачина. Бура се сурвава са висоравни као стварни слаповити ветар, који дува са североистока, на махове, у испрекиданим, веома јаким ударима. Њезина брзина се мења од 16 до 33 м/сек, али су поједини удари увек знатно јачи. У случајевима када се висок притисак изнад Средње Европе појави истовремено са кретањем депресије преко Средоземног Мора, бура достиже јачину оркана, брзину од 137 км/час (38 м/сек), а ударе од 50 до 60 м/сек, као што је утврђено у Трсту. Јачина буре се, међутим, почне смањивати чим изађе на пучину, а исто се тако смањи и горе, на висоравнима. Поред тога, бура је најјача на местима где се приморски планински гребен диже бар до висине од 600 м, и где од обале није удаљенији од 4 км. Стога је особито честа и јака испод Велебита и Биокова, а мање у околини Дубровника и од Которског Залива до Улциња. Бура се толико појача на местима, где се превоји, заливи или драге пружају правцем овог ветра, да потпуно спречи морски саобраћај. Од ње највише пате околина Дубровника, Шибеника, Карлобага, Сења и Краљевице. Најзад се учестаност буре мења у супротном правцу од честине фена: годишњи број дана са буром се смањује од северозапада према југоистоку.

Аеролошка испитивања су показала да се јачина буре изнад Трста мења сасвим слабо у најнижих 400 м, одатле се до висине око 1000 м смањи на половину од приземне брзине, па се даље повећава са висином. Исто је тако утврђено да бура у Трсту кадикад дува у слоју од 5—8 км висине, али обично престаје на висини од 300 до 900 м, док је у Которском Заливу ограничена до просечне висине од 3800 м. На Хвару је, међутим, више пута дувао изнад буре, на висини од 550 до 1100 м, ветар из супротног правца, са југозапада или запада.

По постанку се могу разликовати циклонска и антициклонска бура. Циклонска бура је у вези са постојањем депресије на јужном Јадрану. На југоисточној страни ове дува истодобно топла јужина, ваздушна маса са Средоземног Мора, која на висини належе преко буре. Небо је, зато, при циклонској, т. зв. „мрачној бури" (bora scura) најчешће

под облацима, из којих пада киша. Бура има тада равномерну јачину и дува на целом приморју. Антициклонска бура се карактерише пространим пределом високог притиска изнад Средње Европе, без икаквог минимума са затвореним изобарама на југу. Ипак се опажа језик високог притиска изнад Далмације, али готово без градијента. Бура је тада жестока, али је већ око 20 км далеко на пучини знатно слабија. Небо је ведро, само је при врховима гребена, према мору, развијен „фенски зид" (стр. 329).

Насупрот хладној, јакој и опасној бури, време је најпријатније и најосвежавајуће при лакој бури, т. зв. борину. Али је и сама бура здрав и окрепљујући ветар, ма да се при њеним ударима једва може кретати без веће опасности.

Сличних је особина мистрал, северозападни ветар у Француској, који се спушта са Централног Платоа и Севена и изазива хладноћу у Лангдоку и Провансi, крајевима близу Средоземног Мора, затим бура око Новоросијска, на Црном Мору, на југозападној подини Кавказа. Има и других крајева са ветром сличних особина. Разлике између буре и мистрала су у томе, што је олујна бура по нашем приморју лети несравњено ређа од олујног мистрала, што је бура хладнија од мистрала, и што изгледа да је јачина буре локализована само на одређена места, као што је напред поменуто, док мистрал није само олујан у долини Роне, него ту особину задржи и на равницама близу ушћа ове реке.

Кошава је име жестоког и олујног ветра на североисточном делу Југославије, који дува са југоисточног квадранта, али му се правац не мења само у истом месту, него и од једног до другог места, према општој конфигурацији земљишта. Она је ограничена на хладнији део године, отприлике од октобра до априла. Ретко се олујна кошава појави у мају, а још ређе у септембру. И кошава, као и бура, дува у испрекиданим, наизменце слабијим и јачим, понекад и веома јаким ударима (слика 69), који одговарају брзини од 25 до 30 м/сек (90 до 108 км/час).

Кошава ретко кад дува само један дан; најчешће траје непрекидно 2—3 дана, кадикад и знатно дуже. Најдужи период југоисточног ветра у Београду трајао је 30 дана, од 28 фебруара до 28 марта 1928; он је тада имао олујне јачине у 8 дана, а само је у два дана владала тишина, 5 и 8 марта. У овим случајевима је средња брзина ветра два до три дана велика, 10 до 24 м/сек (36 до 86 км/час); али је марта 1928 средња дневна брзина ветра била у шест узастопних дана између 10 и 21 м/сек.

Кошава је највеће јачине у Подунављу, од Беле Цркве и Великог Градишта до Београда. Јачина и честина овог ветра се одатле смањује према северу, западу и југу, што је утврђено из синоптичких карата. Кошава се на северу обично осећа до Тамиша, на западу до Дунава и Мораве, на југу до Црне Реке (Црног или Кривовирског Тимока). При необично великој јачини овог ветра прошири се преко Мориша, преко Тисе и преко Посавине, дувајући по целој Војводини, а у Србији се прошири до Мачве, Ваљева и Крагујевца, па и јужније од Црне Реке. Дувајући са југоисточног квадранта, кошава прелази преко планина Кучаја, Хомоља, Звижда, северне Шумадије, Дели Јована, Великог Гребена, Мироча и Банатских Планина. На њиховим западним и северозападним странама, кошава има особине слаповитог ветра врло велике јачине. Али је значајно да најисточнија места у Србији: Брза Паланка, Неготин и Зајечар, која су источно

од суподине Великог Гребена, Дели Јована и Кучаја имају ретко ветрове са југоисточног квадранта. Изгледа као да ваздушне масе пређу већ источно од ових места у узлазно кретање преко поменутих планина, те стога имају знатно чешће ветрове из супротног правца, са северозападног квадранта, неку врсту повратног кретања са вртлога на ветру окренутој страни планине (слика 95, положај *а*).

Ако се број дана са ветром из југоисточног квадранта изрази у процентима његове стварне честине, и ако се узме да у Смедереву, месту са веома честим овим ветром, има вредност 100, тада је релативна честина истог ветра, према Смедереву, у неким другим местима оволика: Букову (близу Неготина), на истоку—југоистоку, 8.6; у Сенти, на северо-северозападу, 70.6; у Сремској Митровици, на западу-северозападу, 71.8; у Крагујевцу, на југо-југозападу, 54.8.

Кошава дува у случајевима када је предео високог притиска развијен негде у Источној Европи, а барометарска депресија се налази у западном делу Средоземног Мора, било на Лигурском, Тиренском или Јадранском Мору. Изобаре се, при таквој расподели ваздушног притиска, пружају од северозапада на југоисток или од севера на југ, а то је услов за ветрове са југоисточног квадранта на североисточном делу Југославије. Стварна кошава, као олујни ветар, настаје само при великој збијености изобара, услед чега се знатно повећа барски градијент (параграф 158). Рона је, међутим, утврдио да је јачина кошаве у Подунављу доста већа од оне која би одговарала владајућем хоризонталном градијенту ваздушног притиска. То значи да се, из динамичких узрока, стварају разлике ваздушног притиска и у вертикалном правцу на северозападној страни огранака шумадиских, Хомољских, Мајданпечких и Банатских Планина. У томе крају се, дакле, догађају локална појачања ваздушних кретања, јер се општем хоризонталном градијенту придружи и вертикални градијент притиска. То је разлог што се кошава спушта према земљиној површини оноликом јачином која одговара резултанти барског градијента. То вреди и за остале слаповите ветрове.

Кошава, као слаповит ветар дубоко у копну, треба да има особине фена. Али нам, приликом њеног дувања, увек изгледа да доноси мању или већу хладноћу, нарочито у хладним месецима. То је стога, што ветар изазива исти осећај као и снижавање температуре. Јасно је да је тај осећај тим изразитији, што је ветар јачи. Стварно је температура, при јакој кошави, обично виша, а релативна влажност мања, него што су пре почетка овог ветра. Тако је у Београду, у данима са просечно жестоким југоисточним ветром (средња брзина 12.5 м/сек), средња температура просечно за 5.2° виша, него у дану пре почетка овог ветра, а средња релативна влажност ваздуха је просечно мања за 12%. Ваздушни притисак се углавном смањивао у овим данима. Има и супротних случајева у којима се температура снижавала, приликом истог ветра, али се и релативна влажност већином смањивала, док се ваздушни притисак или повећавао, или споро смањивао, или се неправилно смањивао и повећавао. У таквим је случајевима, при средњој брзини ветра од 14.4 м/сек, температура у Београду просечно за 3.5° нижа, него у дану пре почетка југоисточног ветра, а релативна влажност је просечно за 8% мања. Да ли ће кошава проузроковати загревање или захлађење зависи од тога колику је температуру имао хла-

дан ваздух приликом његовог кретања преко планина, односно где се налазила област високог притиска, да ли на југоистоку или на истоку и североистоку Европе. Кошава, дакле, има кадикад термичке особине фена, понекад особине буре.

При крају једног периода југоисточног ветра почне чешће падати киша одн. снег. Иначе кошава није кишовити ветар у њеној целој области дувања. Кишом је праћена само на источној страни планина у Источној Србији, где се ваздушне масе налазе у узлазном кретању.

Шеста глава

ОПШТА ЦИРКУЛАЦИЈА АТМОСФЕРЕ

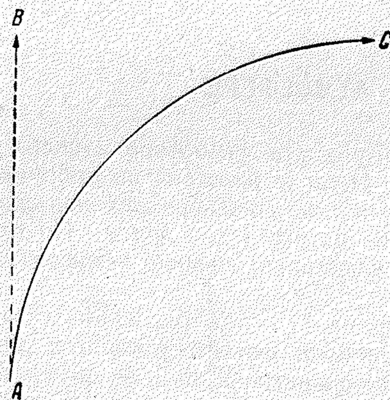
178. **Општи преглед.** — Општа циркулација атмосфере зависна је од локалних и регионалних циркулација. Прва је изведена из просечних услова дугогодишњег периода и обухвата дејство многобројних локалних и регионалних циркулација, које делимично потиру једна другу. По томе је општа циркулација слична нормала дугогодишњој средњој температури некога места.

Описани системи ветрова у параграфима 173—175 последица су неједнаког састава земљине површине и различитог рељефа земљишта. Они се могу схватити као поремећаји општег система ветрова, који би обухватио целу Земљу, и чији би се основни узрок могао свести на неједнако загревање географских ширина сунчевим зрачењем. Да је земљина површина потпуно равна и истоветног састава, тада би се ова нормална атмосферска циркулација могла назвати п л а н е т с к и м с и с т е м о м в е т р о в а, по називу В и љ е м М о р и с Д е в и с а.

Досад још нема задовољавајућег објашњења о планетским ветровима, те ће се навести само њихова основна обележја. Пошто је сунчево зрачење најинтензивније у полутарском појасу, најслабије око полова, морало би се очекивати такво опште кружење атмосфере при коме се загрејани ваздух изнад полутара уздиже, на висини отиче према половима, овде се спушта и приземно се креће натраг ка полутару. На тај би начин владали, на висини, јужни ветрови на северној, северни ветрови на јужној полукугли, док би изнад земљине површине дували из супротних праваца, од полова према полутару.

Такво једноставно кружење ваздушних маса је, међутим, преиначено утицајем земљине ротације, што ће се показати на примеру. Одређена ваздушна маса *A* би се, код мирујуће Земље, кретала на великој висини од полутара ка северу, према тачци *B* (слика 101). Али та ваздушна маса подлегне Кориолисовој сили, одн. девијаторној сили земљине ротације, чим се одмакне од полутара и све више скреће на десно, што је даље на северу. Другим речима, та ваздушна маса постепено скреће из јужног правца дувања у југо-југозападни, југозападни, западно-југозападни до западног правца, тј. креће се линијом *AC*. Кориолисова сила показује у тачци *C* тежњу да се иста ваздушна маса почне враћати према полутару, али се њој противставља градијент притиска: Ваздух се постојано креће

од запада на исток брзином која одржава у равнотежи Кориолисову силу са силом барског градијента. Ваздушне масе које се, на висини, стално крећу од полутара ка вишим ширинама, постепено се хладе, постају специфично теже, почну се спуштати и нагомилавати око 30° шир., тј. на ширини тачака B и C, те се ваздушни притисак мора повећавати при земљиној површини. Слично нагомилавање ваздушних маса настаје и на одговарајућим јужним ширинама. Та два појаса високог притиска, проузрокована земљином ротацијом, дакле динамички, усредсређена су око 30° до 35° сев. и јуж шир. Притисак се одатле смањује према полутару и вишим ширинама.



Слика 101. — Кретање ваздушне масе А под утицајем Кориолисове силе

Меридијански кругови се, са друге стране, ближе једни другима тим више, што је већа ширина, и — према закону о површинама — ваздушни притисак се повећава поларније од 70° шир.; томе знатно припомаже и дејство врло ниске температуре у тим крајевима. Стога се ваздушни притисак и одатле смањује према нижим ширинама. На тај начин постоје појасеви ниског притиска у полутарској области и око 60° сев. и јуж. шир. Два последња су условљена динамички, тј. високим притисцима на субтропским и поларним ширинама.

Напослетку треба споменути да узлазно кретање ваздушних маса изнад полутара проузрокује појас полутарских „калми“ или тишина, од кога су страховали ранији морепловци на једрилицама, а силазно кретање ваздуха у области субтропског високог притиска условљава субтропски појас тишина и слабих ветрова.

Таква је општа расподела ваздушних притисака при земљиној површини једноликог састава, а последица ове су ветрови опште атмосферске циркулације. Најопштија расподела појасева притисака и ветрова изнад земљине површине је оваква:

ширина	75°С		60°		30°		10°		0°		10°J		30°		60°		80°
притисак	1014		1012		1019		1012		1010		1012		1018		989		991 мб
ветар		ENE		WSW	C	NE		ENE	C	ESE		SE	C	WNW		ESE	

Области тишина у овој таблици означене су словом С (калме).

179. **Преовлађујући ветрови изнад земљине површине.** — Опште кружење ваздуха потпуно се управља према положајима појасева високих притисака, који су с правом названи делотворним центрима атмосфере. И овде вреди правило да ће ветар бити тим јачи, што је већа разлика у ваздушном притиску између оближњих крајева, и обратно. Према опажањима ветра, која су чињена у разним крајевима на Земљи, на свима океанима и копнима, добија се оваква слика о просечним струјањима атмосфере.

1. Од појасева високог притиска између 20° и 40° сев. и јуж. шир., који су правилно развијени само изнад океана, и то много изразитије на јужној полукугли, ваздушне масе струје са обе стране према полутарском појасу ниског притиска. Правац тих струјања је знатно упливисан Кориолисовом или геострофском силом. На северној полукугли се јављају као североисточни и источни ветар, а на јужној полукугли као југоисточни и источни ветар. Ти ветрови се зову пасати (шпањ. *passata* = превоз, превожење, јер су ти ветрови били повољни за пловидбу једрилица из Европе у Америку; рус. *пассаты*; фр. *alizés*; енгл. *trade winds*; нем. *Passate*). Анго је, на приложеним картама Атлантског Океана, јасно претставио правце и јачине ветрова (према дебљини линија) у општој атмосферској циркулацији (слика 102 и 103), док су за целу Земљу сасвим шематски уцртани на картама расподеле ваздушних притисака (слика 40 и 41).

Из двеју првих карата се види да правац и распрострањење пасатских ветрова нису исти на свима деловима океана. Пасати имају више меридијански правац дувања на источним странама океана, док је при западним странама правац више упореднички, нарочито у летњој половини године одговарајуће земљине полукугле. То вреди и за цео Тихи Океан и за јужни део Индијског Океана. Тај систем ветрова је знатно преиначен у близини великих континената, особито у Јужној Азији, услед веома великих годишњих колебања температуре и ваздушног притиска, као и непосредног додира са Индијским Океаном, те је овде развијен систем монсунских ветрова (параграф 175).

Главно обележје пасатских ветрова је њихова постојаност и у правцу и јачини. Ветар у тим крајевима дува данима, седмицама, па и месецима готово из истога правца и са истом брзином. Поремећаји су веома ретки у средишним деловима пасатских појасева.

Средња брзина пасата у његовим средишним деловима износи око 6 до 9 м/сек, али је у неким месецима мања. Изнеће се само пример за југоисточни пасат на Острву Свете Јелене (16°0′ јуж. шир., 5°40′ зап. дуж.), у срцу овог ветра, по 16-огод. посматрањима. Правци су означени у азимутима, од севера преко истока:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	
правац	142°	143°	145°	142°	139°	138°	141°	141°	144°	146°	145°	141°	142°	
брзина	7.3	6.5	6.4	6.6	6.0	6.4	6.9	8.1	8.8	8.7	8.3	7.8	7.3	м/сек

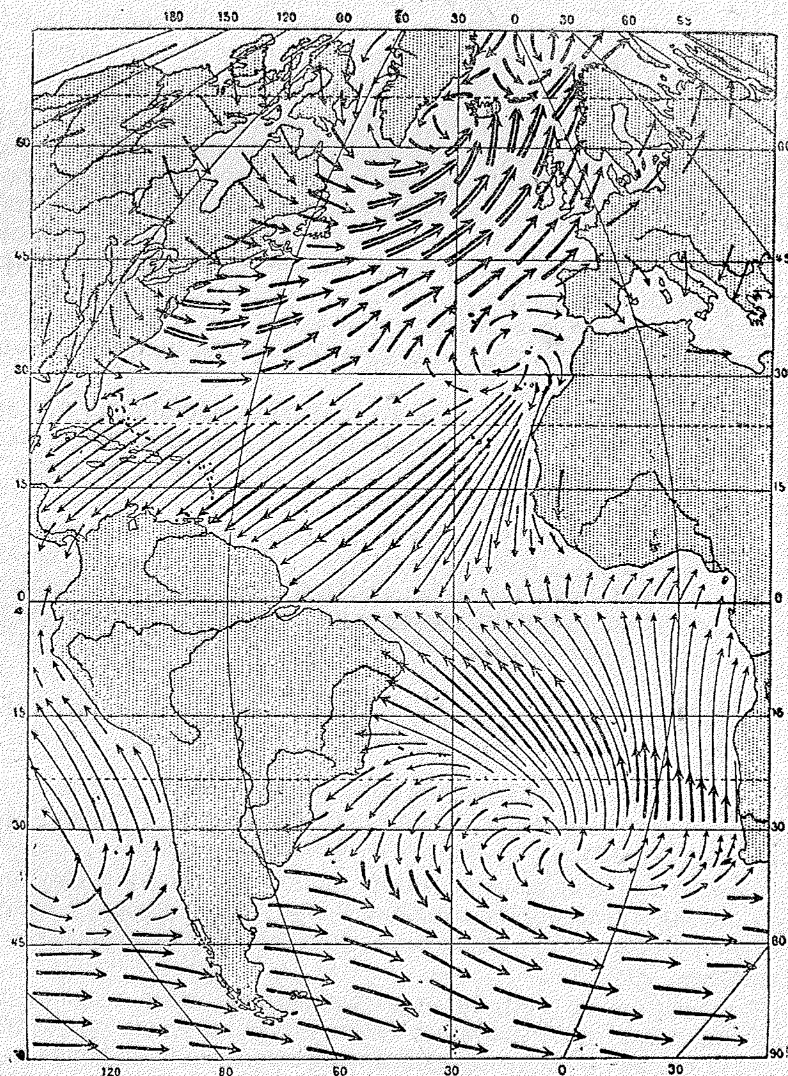
Као што се види, азимут не показује већу разлику од 8°, али је прилично повећана код брзине. Иначе се брзина пасатских ветрова смањује са ближењем термичком екватору, тј. појасу полутарских тишина.

По свима расположљивим подацима излази да пасати имају највећу јачину у пролеће одговарајуће земљине полукугле, најмању у супротном годишњем добу. Пасати су, поред тога, сразмерно суви и прохладни при ведром времену.

Висина до које се осећају пасатски ветрови врло је променљива. Североисточни пасат на Атлантском Океану обично влада до нешто веће висине од 900 м, али — по непосредним посматрањима — кадикад достигне висину до 4000 м. Прилично често дува на врху Пико де Теида (3709 м), на Канарским Острвима. Треба, најзад, споменути да појас пасатских

ветрова заузима више од половине земљине површине, али су они поремећени на највећем делу свога простора у близини континената.

Границе пасатских ветрова, заједно са полутарским и субтропским појасевима тишина и слабих ветрова променљивог правца, мењају се и померају према северу и југу, у зависности од сезонских промена сунчеве деклинације, са закашњењем око 2 до 3 месеца, што одговара годишњем току температура на океанима. Осим тога, оне се померају у много ужим границама од промена сунчевих деклинација. То се види из таблице 52 и слике 104.

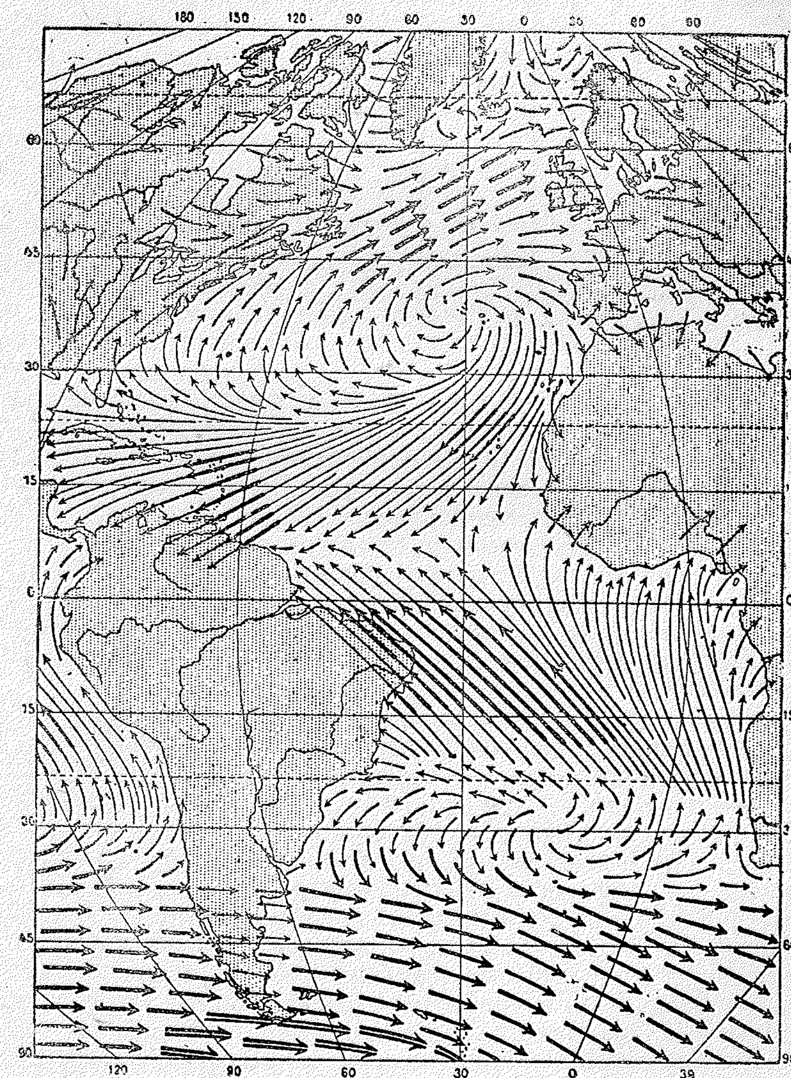


Слика 102. — Просечни правци и јачине ветрова на Атлантском Океану у јануару и фебруару (по А. Ангоу)

Таблица 52. — Крајње границе пасатских ветрова у појединим месецима

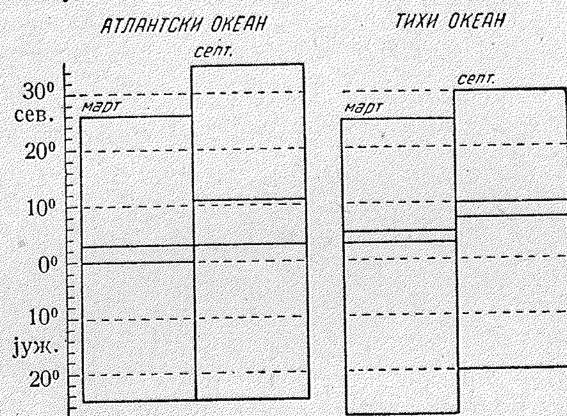
	Атлантски Океан		Тихи Океан	
	март	септембар	март	септембар
североисточни пасат	26°-3°N	35°-11°N	25°-5°N	30°-10°N
појас полутарских тишина	3°-0°N	11°-3°N	5°-3°N	10°-7°N
југоисточни пасат	0°-25°S	3°N-25°S	3°N-28°S	7°N-20°S

Март и септембар су овде екстремни месеци: најхладнији и најтоплији месец. Из података у горњој таблици јасно излази да су границе ветров-



Слика 103. — Просечни правци и јачине ветрова на Атлантском Океану у јулу и августу (по А. Ангоу)

них система доста далеко померене на север у топлијем делу године. Јужна граница североисточног пасата помери се, на Атлантском Океану, за 8° шир., од 3° сев. шир. у марту до 11° сев. шир. у септембру, а на Тихом Океану помери се мање, свега за 5° шир.



Слика 104. — Просечна поларна и полутарска граница пасата и тишина у марту и септембру изнад Атлантског и Тихог Океана

2. Између североисточног и југоисточног пасата, усред полутарског жлеба ниског притиска, лежи п о ј а с п о л у т а р с к и х т и ш и н а или слабих ветрова променљивог правца (рус. *штилевая полоса*; фр. *calmes équatoriaux* или *pot-au-noir*; енгл. *doldrums*; нем. *Kalmengürtel* или *Mallungen*), праћен облачним временом, обилним кишама, јаким ударима ветра са трајањем од неколико минута, и непогодама. Положај и распрострањење полутарских тишина мења се у току године, као што показује таблица 52. Тај појас је сразмерно узан, 2° до 8° геогр. шир., одн. 220 до 885 км, али је, у хладнијем делу године, ужи и близак полутару, док је у топлијем делу године око двапут шири и доста помакнут према вишим ширинама. Појас полутарских тишина је, на оба океана, увек на северној полукугли, а узрок томе је, што је и термички екватор стално северније од географског полутара.

У овој веома топлој и влажној области владају узлазна струјања ваздуха, стално одржавана пасатским ветровима, који се овде стичу. Раније поменуте временске појаве су условљене узлазним струјањима. Ту су, сем тога, честе пијавице (параграф 236), а можда и тропски циклони (параграф 226—228) имају порекло у томе крају.

3. Усред субтропског предела високог притиска, између пасатских ветрова и области преовлађујућих западних ветрова, јављају се на обе земљине полукугле тишине или слаби ветрови променљивог правца, али — насупрот полутарскима — при ведром, сувом и свежем времену. То су с у б т р о п с к и п о ј а с е в и т и ш и н а (рус. *субтропический пояаса затишья*; фр. *calmes tropicaux ou sub-tropicaux*; енгл. *horse latitudes*; нем. *Rossbreiten*; два последња имена, тј. коњске ширине, дата субтропском појасу тишина на северном делу Атлантског Океана, пореклом су од старог обичаја да је особље једрилица, при пловидби кроз ове тишине и слабе ветрове, кадикад било присиљено да баца у море пренашане коње, услед оскудице у пијаћој води); они су такође развијени само изнад океана.

Субтропски појасеви тишина померају се са привидним годишњим кретањима Сунца, исто онако као и појас полутарских тишина. Тако је, Азорски максимум, развијен на субтропским ширинама Атлантског Океана, и један од делотворних центара атмосфере, лети помакнут знатно северније од повратника, него зими (слика 40 и 41).

Мора се, међутим, истаћи да субтропске тишине нису ни близу онолико постојане као што су полутарске тишине. Прве су, стварно, доста ретке; може се прећи више пута преко субтропских тишина, а да се уопште не опазе.

4. О б л а с т п р е о в л а ђ у ј у ћ и х з а п а д н и х в е т р о в а (енгл. *westerlies*) настаје, на обе земљине полукугле, поларније од субтропских појасева тишина, а од поларних система ветрова одвојена је поларним фронтом (параграф 208). Ови ветрови ограничени су, приближно, ширинама од 40° до 65° на северној, и од 35° до 65° на јужној полукугли. Раније је било наведено да се ваздушни притисак у овим појасевима смањује од нижих према вишим ширинама; последица тога је да се и ваздушне масе крећу ка вишим ширинама, да све више подлежу геострофској сили, и да стога више струје правцем упоредника, него правцем подневака. Ветар дува, углавном, са запада-југозапада до југозапада на северној, са запада-северозапада до северозапада на јужној полукугли. То поглавито западно кретање могло би се сматрати као основно стање, које је стално подвргнуто временским и просторним поремећајима краћег или дужег трајања. Појасеви високих и ниских притисака у области западних ветрова раздељени су, на северној полукугли, у ове делотворне центре: Азорски максимум и Исландски минимум на Атлантском Океану, а максимум североисточно од Хавајских Острва и Алуетски минимум на Тихом Океану. Њима се придружују постојани предели високог притиска зими, а ниског притиска лети изнад Сибира и Канаде, као последица термичких супротности између континената и океана. Дејство ових делотворних центара истиче се зими у југозападним ветровима на западној страни, северозападним ветровима на источној страни континената, а лети су услови сложенији.

Преовлађујући западни ветрови су зими јачи, него лети, јер су топли океани зими веома погодни за развитак јаких и честих барометарских депресија са великим градијентима. Стога су ветрови на умереним ширинама изванредно променљивог правца; ипак — просечно — дувају са западног квадранта, од југозапада до северозапада, док се источни ветрови јављају с времена на време, али дувају доста дуго.

Временски услови су врло променљиви на умереним ширинама, услед честих пролаза депресија и промена у правцу ветра, нарочито зими. На пример, југозападни ветрови у јануару могу повећати температуру Велике Британије до 12° и 13°, али се она, у неколико идућих дана са источним ветровима, стално одржава испод тачке мржњења. Време је, поред тога, доста облачно и кишовито.

Као што се види, појас западних ветрова је веома различит од појаса пасатских ветрова, не само по супротним правцима, него и из других разлога. Велика правилност постоји само на јужној полукугли, са сразмерно мало копна; ту су западни ветрови толико постојани да се могу упоређивати са пасатима. Прекиди у западним ветровима ту се ретки. Између 40° и 60° јуж. шир. дувају „ваљани западни ветрови“, како их зову Енглези и Французи (*brave west winds*; *braves vents d'ouest*); они су веома јаки, као што се види из слика 102 и 103, па су од Енглеза названи и *roaring forties* (жесток четрдесети; мисли се на 40° јуж. шир. и ниже). Ту је ваздушни притисак много нижи, него на истим северним ширинама (слика 40 и 41), а ваздушно кружење знатно јаче и правилније (слика 102, 103).

Циклони и антициклони се крећу у области „ваљаних западних ветрова" ка истоку.

5. Од северне и јужне циркумполарне области са високим притиском до ниских притисака око стожерника изгледа да преовлађују умерени ветрови са источном компонентом, одн. североисточни ветар на северној, а југоисточни на јужној полукугли. Они су ограничени поларним фронтом према области западних ветрова, и много су правилнији око Антарктике, где је потпуно развијен антициклон, него у северној поларној области. Али се мора напоменути да не преовлађују свугде источни ветрови. За северну полукуглу се може једино рећи да се крајеви на вишој ширини од 60° обично налазе на северној страни депресија и стога имају чешће источни и североисточни ветар од умерених ширина.

Око Антарктике, напротив, постоји појас постојаних и жестоких југоисточних и јужних ветрова. Ови су несумњиво последица високог притиска око Јужног Пола и гравитационог спуштања ваздушних маса са високог антарктичког платоа. Али су антициклони ту ограничени на најниже атмосферске слојеве, јер се ваздушни притисак у њима нагло смањује са висином, услед врло ниске температуре. Зато би, изнад њих, ветар могао дувати из неког другог правца. Одиста, кретање паре и дима са вулкана Еребуса, високог 4053 м и на ширини од 77.4°, указује на преовлађивање северозападног ветра.

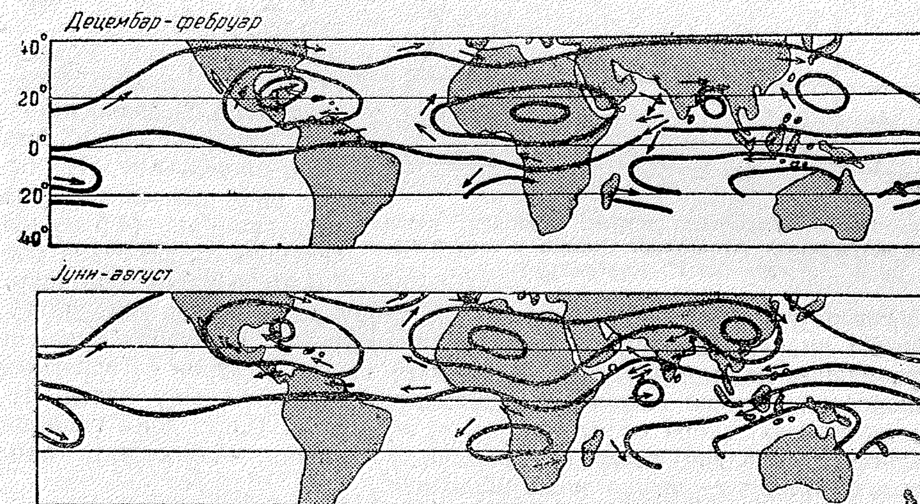
180. **Струјање ваздуха на великим висинама.** — Подаци о ваздушним струјањима на висини могу се добити помоћу кретања вулканског дима и пепела или кретања високих облака и помоћу аеролошких испитивања. У даљем излагању ће се показати каква су ваздушна кретања на висини, у разним појасевима приземних ветрова.

1. На највишим планинским врховима у области полутарских тишина владају источни ветрови, што је утврђено непосредним опажањима на вулканима Еквадора (0°—2° јуж. шир., 5320—6310 м) и планини Камерун (4° сев. шир., 4075 м). До истог закључка доводе кретања цируса, по којима изнад Сан Хозеа (Костарика, 10° сев.) ваздух струји са истока до истока-североистока, изнад Парамарибa (Гујана, 6° сев.) струји са истока, изнад Батавије (Јава, 6° јуж.) са истока-југоистока. Исто је тако утврђено аеролошким испитивањима да изнад Батавије, на висини око 7 до 10 км, ветрови дувају са истока-југоистока до југоистока.

Већ раније је било споменуто (параграф 179, 2) да у овој полутарској области владају узлазна струјања ваздуха, стално одржавана пасатским ветровима, који се овде стичу. Последица тога су струјања ваздуха са источног квадранта на висинама изнад полутарских тишина. Ван Бемелен је, према кретањима цируса, нацртао линије струја за висину око 10 км. И по њима постоји источно струјање у полутарској области, које окружује целу Земљу извијуганим таласним линијама према северу и југу (слика 105).

2. Сасвим су другачији услови у појасевима пасатских ветрова. На врховима планинских Канарских Острва (око 28° сев.) и Хавајских Острва (око 19° до 22° сев.) чести су западни ветрови, а пепео вулканских ерупција у тим крајевима чешће је пренашан са запада према истоку, готово у супротном правцу пасата. Стога су ти ветрови, на висинама, названи антипасати. И кретање цируса сведочи о њиховом постојању. Тако се

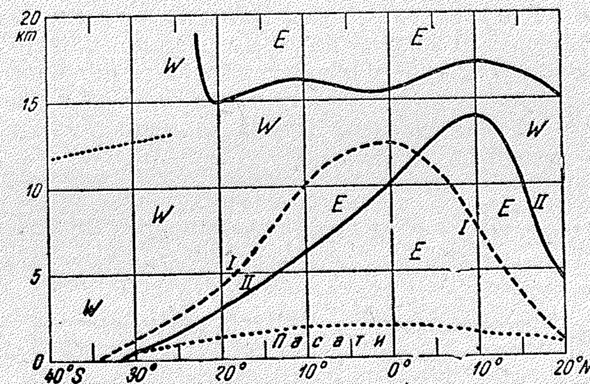
изнад Сан Фернанда (Шпанија, 36° сев.), на северној граници пасата, цируси поглавито крећу са запада, изнад Хабане (Куба, 23° сев.) са запада, изнад државе Мексика (19°—23° сев.) у јануару и априлу са југозапада, у јулу и октобру са југа-југоистока, изнад Маурицијуса (Индијски Океан, 20° јуж.) са запада до југозапада. Овде је, по аеролошким испитивањима, пасат развијен до 3—4 км висине, а изнад њега ваздух струји са запада и запада-југозапада. У Хонолулу (Хавајска Острва, 21° сев.) североисточни пасат окрене на исток на висини од 1.5 км, затим од 4—5 км на запад и запад-северозапад, и тај правац задржи до 10 км висине. Сажето се може рећи овако: У нижим слојевима дувају обично ветрови са источног квадранта, док изнад њихове горње границе, која се мења од 1 до 9 км према месту и годишњем добу, постоји одређена тежња за ветровима са западног квадранта, дакле из супротног правца.



Слика 105. — Линије ваздушних струја, изведене по правцима кретања цируса (по В. ван Бемелену)

Али, стварно, изгледа да се антипасати могу већим делом свести на утицај високих притисака на висини изнад Централне Америке, Северне Африке и Јужне Азије, Јужне Африке, Аустралије, око којих ваздушне масе струје антициклонским правцем. Сви они се, од зиме до лета, помере за 7° према северу (слика 105). Иначе су извор антипасата вероватно узлазне ваздушне масе у области полутарских тишина, које струје према полу на великој висини; то струјање изгледа да је повезано и са обичним скретањем источних ветрова са висином, услед општег градијента температуре од полутара према половима. И по карти Свердрупа, нацртаној по аеролошким подацима, такође изгледа да је антипасат проузрокован високим притиском изнад Африке, око кога ваздух струји на великим висинама и, скрећући код Канарских Острва на север, споји се у заједничку струју са оном која образује део опште западне циркулације даље на северу.

Највише посматрања има са Атлантског Океана. Ту граница између источне и западне компоненте ветра показује свугде јасну слојевитост, о чему сведоче и бројни подаци Кулброта. Овде ће се то показати на цртежу (слика 106). Нарочито је упадљиво големо источно струјање у целом тропском појасу. Стварни пасатски ветрови заузимају у њему само најнижи, сразмерно танак слој, који је ограничен тачкастом линијом.



Слика 106. — Расподела источне и западне компоненте ветра изнад Атлантског Океана у току зиме и лета (по Е. Кулброту)

Ветрови са источног квадранта допиру до највеће висине од 12 до 14.5 км. Ова се помера у току године, одговарајући положајима приземних полутарских тишина: од децембра до фебруара се налази око полутара (испрекидана линија I), од јуна до августа на 10° сев. шир. (пуна линија II). Дебљина источног струјања је, услед тога, променљива. На 10° сев. шир. износи од јуна до августа око 14.5 км, од децембра до фебруара око 7.0 км, а на 10° јуж. шир. су одговарајуће дебљине од децембра до фебруара 10 км, од јуна до августа 6.1 км. Изнад струјања са источног квадранта, означених пуном и испрекиданом линијом (тј. II и I), владају свугде ветрови са западном компонентом. Слојеви високих западних ветрова, који дувају изнад пасатских ветрова, скоро се увек спајају са обе стране. Изнад доње границе стратосфере, западни ветар се промени у источни. Али се тај, т.зв. горњи пасат, тешко може објаснити.

3. На висини, изнад субтропских појасева високог притиска, ваздушне масе се крећу са западног квадранта, обично са запада и запада-југозапада, дакле као антипасати.

4. Најважније обележје ваздушних струјања изнад појасева преовлађујућих западних ветрова јесте променљивост у њиховом правцу и јачини. Зато се особине струјања могу јасније окарактерисати бројевима честине и променом у правцу ветра са висином, него средњим вредностима. Опажања ветрова на висини показују да се, уопште, учестаност ветрова са запада повећава, а оних са истока смањује; то се утврдило на планинским станицама и пуштањима змајева. Тетенс је, на пример, прорачунао просечне векторе ветра и одговарајуће правце за зимску (новембар-април) и летњу половину године (мај—октобар) у слободној атмосфери изнад Линденберга, и дошао је до ових резултата:

	зимска половина					летња половина				
висина м	130	1000	2000	3000	4000	130	1000	2000	3000	4000
азимут, ° од севера	225	264	267	270	268	249	269	272	271	269
брзина, цм/сек	123	381	365	415	488	97	343	431	522	615

По овим се подацима види да је, зими, векторски правац ветра непосредно изнад Линденберга југозападни, од 1000 до 4000 м углавном западни; такав је на висинама и лети, али је у приземном слоју источни.

Цируси се, од 37° сев. шир. до стожерника, крећу поглавито са северозапада до југа-југозапада, али најчешће од запада-северозапада до запада-југозапада. На јужној полукугли се крећу са запада на исток, бар према сразмерно малом броју станица на којима су вршена та опажања. Просечне вредности за Средњу Европу показују да лети дувају углавном северозападни ветрови све до 18 км висине, а зими дувају југозападни ветрови отприлике до 10 км, а северозападни ветрови на већим висинама.

Подаци о струјању ваздуха на знатно већим висинама добијени су на основу посматрања кретања метеоритских репова. Њих је сакупио и обрадио Калке. Он је нашао да у ваздушним слојевима од 30 до 80 км ветар дува поглавито са истока. Ваздух се на још већим висинама креће из врло различитих праваца. Ипак је, помоћу векторског полигона, закључио да ваздушне масе струје поглавито са запада, у Европи са запада-северозапада, у Северној Америци са југозапада. Чарлс Оливеор је употребио новија посматрања у Сједињеним Државама од 1931 до 1933 и дошао је до ових резултата: На висини око 30 км ваздух се креће са североистока брзином тек од 4 м/сек. На великим висинама има разлика и у правцу и брзини ваздушних кретања. Тако се, једном приликом, ваздух на висини од 81 км кретао са запада-северозапада брзином од 36 м/сек; другом, на висини од 90 км са запада-северозапада брзином преко 85 м/сек; једанпут на висини од 100 км са истока-североистока брзином од 66 м/сек, једанпут на 103 км са запада-северозапада брзином од 42 м/сек.

По овим посматрањима изгледа да западни ветрови умереног појаса не допиру до веће висине од 25 до 30 км, али се изнад висине од 80 км налази на други слој са поглавито западним ветровима, па и из других праваца, док се ваздушне масе у међуслоју од 30 до 80 км крећу углавном са истока, што би се слагало са сликом 106.

5. Подаци о високим ветровима у циркумполарним крајевима добијени су по извршеним посматрањима разних експедиција. И ту се утврдило да се учестаност западних ветрова повећава са висином. Тако је Свердруп добио ове вредности за околину Новосибирских Острва, око 75° сев. шир.:

висина у км	0	2	4	6	8
ветрови од севера преко истока до југа	53	47	43	39	31%
ветрови од севера преко запада до југа	35	49	55	57	69
тишине	12	4	2	4	0

О томе сведоче и посматрања при западној обали Гренланда. Ту влада целе године приземни ветар са источног квадранта, али је ограничен до висине од неколико стотина метара. Ветар се, у зимским месецима, окрене до правца југозапада и запада на висини од 7 км, и отприлике до запада на висини од 10 км. Исти су услови код преовлађујућег правца ветра у пролеће и лети до 7 км, али се на већим висинама појаве велике промене.

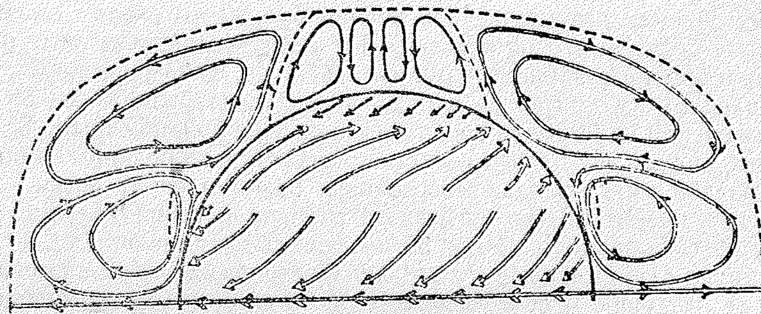
Штермер је, по стереофотограметричким мерењима опажених седефастих облака и светлећих ноћних облака у Северној Норвешкој,

одредио да се на висини од 22 до 30 км ваздушне масе крећу са запада-северозапада, а на висини око 85 км са севера-североистока до истока, брзином од 45 до 83 м/сек. Ту, дакле, владају супротна ваздушна кретања од оних на умереном појасу отприлике на истим висинама.

О високим ветровима при обали Антарктике дата су обавештења при крају параграфа 179.

181. **Шематски приказ опште циркулације.** — Према подацима у параграфу 179 и 180 може се укратко изложити знање о просечним правцима ветрова изнад земљине површине.

Граница између атмосферске циркулације северне и јужне полукугле је око полутара, лети доста северније од њега, него зими. Гдегде је јасно одређена, као на Тихом Океану; негде се јавља као појас одређене ширине, као код полутарских тишина на Атлантском Океану; другде је граница неодређена или, вероватно, не постоји. Изнад те границе настаје појас источних ветрова, развијен до знатних висина, особито између 10° сев. и јуж. шир. Више овог се јавља појас западних ветрова, а на још већој висини изнад последњег почиње поново појас источних ветрова.



Слика 107. — Упрошћена шема општег ваздушног кружења (по В. Бјеркнесу)

Између субтропских високих притисака и полутарског појаса тишина дувају пасатски ветрови. Они престају на сразмерно малим висинама, које се мењају са годишњим добима и са географским дужином. Ваздушне масе се, изнад пасата, крећу са запада, обично са компонентом од полутара према полу, дакле југозападни и северозападни антипасат, а изнад ових се јављају местимично, и повремено, источни ветрови, т.зв. горњи пасат, можда као провала источних ветрова из полутарског појаса.

На средњим ширинама, изнад највећег дела земљине површине, владају западни ветрови од приземног ваздушног слоја до висине од преко 100 км, са компонентом према полутару лети, а са компонентом према полу зими. У те ветрове се увлачи веома широк појас, отприлике од 30 до 80 км висине, у коме се ваздушне масе крећу са истока; узрок томе је досад непознат. Покретни циклони и антициклони проузрокују често кружење ваздушних маса око својих средишта до велике висине; при томе могу настати ветрови из било ког правца на свакој висини у тропосфери.

О природи појава на високим ширинама може се само нагађати. Употребљива посматрања ипак указују да се источни и западни ветрови смењују, нарочито у ниским слојевима до 2 км, али су први ипак доста чешћи од других. На већим висинама преовлађују западни ветрови са компонентом према полу или полутару. С времена на време настану провале хладног арктичког ваздуха, које се распростиру до великих висина, доносећи средњим, па и нижим ширинама огромне масе веома студеног ваздуха.

На основу напред наведених података добија се упрошћена шема општег ваздушног кружења у тропосфери, која је приказана у слици 107, по нацрту од В. Бјеркнеса у 1921. Ту су, у унутрашњости полукруга, означени линијама и стрелицама преовлађујућа ваздушна кретања у доњим слојевима атмосфере на северној полукугли. Спољашњи део показује вертикални пресек тропосфере, где горња испрекидана линија означује границу између ове и стратосфере, дакле тропопаузу.

Криве линије на овом делу слике претстављају струјања ваздуха у вертикалној пројекцији, а њихове правце показују стрелице; да би та струјања била видљивија, висина је несразмерно преувеличана према обиму северне полукугле. Као што се види, постоје три затворена система струјања, од којих поларни и тропски одговарају резултатима посматрања,

Слика 108. — Подробна шема општег ваздушног кружења (по В. Бјеркнесу)

а за затворени систем изнад умереног појаса то не вреди. Најзад су, на левој и десној страни слике, уцртане испрекиданим линијама по две раздвојне површине између топлих и хладних ваздушних маса, или површине дисконтинуитета (параграф 209). Оне се спуштају од виших према нижим ширинама. Првом су пасати одељени од антипасата, док друга одваја ваздушне масе поларног и тропског порекла.

В. Бјеркнес је 1921 дао и подробнију шему општег ваздушног кружења, која више одговара стварним приликама, нарочито на умереном појасу. У средишном делу слике 108, унутар полукруга, предочена су струјања ваздуха изнад земљине површине. Једнообразном струјању у области североисточног пас[illegible]а стоји насупрот мешавински појас умерених ширина, али ипак са пре[illegible]лађујућим западним ветровима. Нарочито упада у очи поларни фронт, к[illegible]ји је уцртан и у хоризонталном и вертикалном пресеку испрекиданом линијом. У хоризонталном пресеку се виде низови таласних поремећаја, од којих је сваки појединачна депресија. Највећи поремећај обухвата цео појас преовлађујућих западних ветрова, а свој утицај преноси и у субтропске ширине. Мањи поремећаји су огра-

ничени на високе ширине умереног појаса. Овде се разноликости стварних појава и различите могућности размене ваздушних маса показују и лево и десно. Више језика хладноће се пружају од поларних крајева ка југу, а у средини је претстављена велика провала хладноће, која допире чак у појас североисточног пасата.

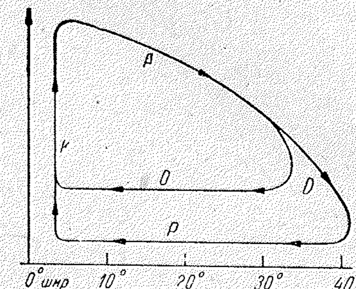
Спољашњи појас показује вертикална кретања ваздушних маса или размену ваздуха између полутара и пола у приземним слојевима и на висини. На левој страни се виде два затворена система кружења, каква су добијена помоћу просечних ваздушних кретања. Десно је претстављена размена ваздушних маса, каква се стварно дешава посредовањем поремећаја у атмосферском притиску. Изванредно је предочен мешавински појас са поларним и тропским масама на вишим ширинама. Метеоролошка збивања на умереном појасу, која су у присној вези са тамошњим непостојаним временом, изнеће се у Петом делу овог рада. И у спољашњем делу слике 108 налазе се две површине дисконтинуитета, које се спуштају од виших према нижим ширинама, као у слици 107, и одвајају ваздух поларног и тропског порекла. Та површина се, на левој половини слике, пружа нагоре до тропопаузе и лево од ње се образује затворено вертикално кружење, али обратног правца, него код пасатског система. Иста површина се, на десној страни слике, пружа навише само до половине тропосфере; дисконтинуитет, дакле, не постоји у горњој половини тропосфере и тропски ваздух може продирати до пола.

182. **Узроци опште циркулације атмосфере.** — Погодна теорија, која би потпуно објаснила сва општа кретања и кружења атмосферских маса у тропосфери, још не постоји, јер су подробности о тим збивањима доста непотпуне. Нарочито мало је познато о циркулацији атмосфере изнад океана, са изузетком Северног Атлантика.

Мишљење да се ваздух изнад полутарског појаса уздиже услед високе температуре при земљиној површини не може се усвојити из следећег разлога. Појас највише ваздушне температуре налази се у јулу око 25° сев. шир., у јануару око самог полутара, што се види из таблице 17 (стр. 119). У јулу је тај појас у границама субтропског високог притиска на северној полукугли, као што показује слика 41. Ј. Георги чак сматра да је извор енергије за тропску циркулацију, па можда и за целу атмосферску циркулацију, у субтропској области. Највиша температура у том крају може се објаснити мањом облачношћу, него што је у полутарском појасу. Пљусковита природа падавина показује да је узлазно кретање ваздушних маса у полутарском појасу с прекидима, а не постојано.

Тропско или пасатско кружење ваздуха претставља највеће остварење меридијанске циркулације која је термички условљена. По Фикеру је оно овако (слика 109): У области полутарских тишина, где настаје конвергенција североисточног и југоисточног пасата *K*, ваздушне масе се уздижу и под утицајем кондензације водене паре (параграф 101 око средине). При томе се латентна топлота кондензације преобрази у осетну топлоту, без икаквог стварног доношања енергије. Кад ваздушне масе досегну до највеће висине почну се споро спуштати у струји антипасата *A* са загревањем, које је мање од адибијатског; то значи да се при томе збива губитак енергије услед израчивања. У области субтропског високог притиска, са дивергентним струјањима *D*, силазне ваздушне масе се разделе. Један

се део враћа према полутару као горња, топла и влажна струја *O*, којом је омогућена затворена циркулација. Други се део спушта готово до морског нивоа око 40° шир. и почне се враћати полутару као доња, стварна, пасатска струја *P*, јаче расхлађена и доста влажнија од прве. Та струја се на своме кретању од виших ширина према полутару, отприлике од 33° до 5° шир., не загреје много, него постаје све влажнија. Примање топлоте и водене паре са морске површине ограничено је на доњу пасатску струју, јер велики инверзиони слој температуре између ове и горње струје, на висини око 1100 до 1600 м, потпуно спречава продирање конвекције у горњу струју. На тај се начин цело примање топлоте на појасу око 28° шир. (= 3100 км) нагомила у правој пасатској струји, а своје дејство покаже тек у јаким непогодским пљусковима на полутарском појасу тишина.



Слика 109. — Ваздушно кружење у области пасатских ветрова (по Х. Фикеру)

Назори о склопу пасата и антипасата су сумњиви, због недовољних података, али је тачно да у полутарској области тишина ове не преовлађују. Нарочито у слободној атмосфери дувају слаби источни ветрови са просечном брзином око 5 м/сек. Свердруп је, међутим, прорачунао да би ваздушне масе у области тишина, са узлазном брзином од 1 цм/сек, биле ветром однесене око 5000 км на запад, ако би се уздигле до висине од 8000 метара. Ваздух би, при силазном кретању на северу, правцем од запада на исток, морао прећи исту даљину, ако уопште постоји затворено кружење. Али то је могуће само на поларној страни субтропских појасева високог притиска.

По размишљању В. Бјеркнеса, североисточни и југоисточни пасат могу постојати само на источној страни појединих предела високог притиска. Сваки субтропски висок притисак образује затворену ћелију тропске циркулације. Атлантски североисточни пасат имао би, по овом схватању, своју повратну струју на западној страни Азорског максимума, дакле око Антилских Острва. Али, ови и други закључци Бјеркнеса треба да буду проверени на основу нових посматрања.

Источни ветар у полутарском појасу тишина узет је за полазну тачку образложења ћелијичне расподеле тропске циркулације. Стварно су ћелије субтропских предела високог притиска условљене термички, расподелом океана и континената, а полутарски источни ветар је тада динамичка последица тога.

Ваздушна струјања су сасвим другачија на вишим ширинама. По Екснеру је основна погонска сила атмосферске циркулације убрзање кружења, које захтева при земљиној површини кретање ка полутару, на висини даље од полутара. У то се кретање умеша девијаторна сила земљине ротације, ради одржања ротационог момента или покретне силе (теорема о површинама). Приземни северни ветар буде, на тај начин, убрзан према западу, док горњи јужни ветар буде убрзан ка истоку. Горњи ветар би, при своме равномерном кретању дуж подневка, набрзо дошао до упоредника на коме би имао изванредно велике брзине од запада на исток, услед

собом понесеног великог ротационог момента. Али, да би толике брзине могле уопште постојати, морао би владати и одговарајући меридијански барски градијент. Па пошто је то немогуће, кружење се заврши већ на сразмерно ниским ширинама.

Ваздушне масе доспевају из појаса субтропског високог притиска на више ширине само ако им се ротациони момент смањи, било мешањем са другим ваздушним масама, било додиром са земљином површином, где настане трење. Таква збивања, изгледа, да се веома честа. Јер, одиста, стално одржавање западних ветрова на умереном појасу, који дувају у целој тропосфери, и који непрестано врше отпор трењу, може се објаснити једино непрекидним доношењем ваздуха са великим ротационим моментима, пореклом са субтропских и тропских ширина. То је потврђено многобројним новијим испитивањима.

Пошто просечна ваздушна кретања на умереним ширинама северне полукугле имају северну компоненту, и пошто се ваздушне масе стално нагомилавају на високим ширинама, постојао је доста дуго тежак проблем: како је могућ такав стални поремећај атмосферске равнотеже. Међутим се доцније показало да има компензационог струјања, које се једино дешава у виду неправилних и јаких провала хладних поларних ваздушних маса. Ове се нагло крећу према југу, у појас преовлађујућих западних ветрова, и производе повратно струјање ради накнаде просечно слабе северне компоненте у овој области. Те провале су често толико велике да се прошире нагоре све до тропопаузе, а на југ до поларне границе пасата, па са овим ветром доспу и у тропске ширине. Како никад нису била опажена јужна или југозападна струјања ваздуха упоредљиве величине, то вероватно објашњава просечно кретање ваздушних маса са југозапада и запада у целој тропосфери умереног појаса. Изненадне провале поларног ваздуха се, већином, догоде услед атмосферског поремећаја на поларном фронту, обично у неком полупостојаном пределу ниског притиска, као што су, на пример, Исландски и Алеутски минимум.

Поменутим збивањима настаје простран мешавински појас у области преовлађујућих западних ветрова. Пролажење депресија и антициклона кроз тај појас условљава сталну размену ваздушних маса између нижих и виших ширина. Полутарски ваздух доспева само тако даље према полу.

Кретања ваздушних маса са запада и њихових северних или јужних компонената, Д е ф а н т сматра као турбулентна струјања највећих димензија. Западни ветар је тада уједначена основна струја, а турбулентна поремећајна кретања произведена су пределима ниских и високих притисака, као и свих осталих промена у пољу притиска, које следују једна за другом, вероватно без икаквог правила.

Одлика изваншропске циркулације је да се ваздушна струјања, у шаровитој промени, стално гурају и померају у хоризонталном правцу, али се дешавају једна покрај других. Све то је приказано у слици 108.

Западна струјања ваздуха на умереним ширинама не могу се објаснити динамичким размишљањима, него остаје једино могућност да се протумаче помоћу термичког склопа стратосфере. Топла поларна и хладна полутарска стратосфера (слика 34) изазивају меридијански градијент притиска, који је супротног правца од оног у нижој тропосфери и који продре до земљине површине. М и г е и М е л е р сматрају дуготаласно зрачење

атмосферске водене паре као узрок супротних токова температуре у ниским и високим ваздушним слојевима. Постојање барометарског градијента на висини од полутара према полу је, тога ради, независно од динамичких начела; оно је проузроковано статичким склопом атмосфере, а на крају крајева сунчевим зрачењем.

Е к с н е р је указао на следећу чињеницу, која је важна за теорију општег ваздушног кружења, а није узимана у обзир. Ваздушна кретања у планетској циркулацији одржавају се сталним примањем топлоте од сунчевог зрачења и губљењем топлоте израчивањем. Али, пошто у атмосфери има конвективних струја, мора доношење топлоте бити веће од њеног губитка, јер је овај претек употребљен за отпор трењу. Утицаји трења су, по томе, од пресудног значаја код атмосферских кретања. Стационарни услови атмосферске циркулације су могући само у случају ако су губици кинетичке енергије, услед трења, потпуно изравнати претеком доношења топлоте, који показује корисно дејство циркулације.

Описани услови циркулације ограничени су само на тропосферу. О ваздушним струјањима у вишим слојевима атмосфере има још доста мало података, те би се о томе питању могло тешко рећи нешто сигурније према нашем садашњем знању.

ПЕТИ ДЕО

АТМОСФЕРСКИ ПОРЕМЕЋАЈИ

Прва глава

ОПШТЕ О ВРЕМЕНУ

183. **Појам о времену.** — Правилне појаве у атмосфери, које се мењају према годишњим добима и местима, често су прекинуте изненадним поремећајима, особито на вишим ширинама. Од ових зависи, углавном, мања или већа променљивост времена. Позорница свих физичких збивања, којима настају разни изгледи времена, јесте тропосфера, дакле отприлике доњих 10 км атмосфере. То ипак не треба да значи да су узроци временских промена ограничени само на тај део атмосфере. Има, напротив, случајева у којима се исходиште за темељну промену временског изгледа налазило у стратосфери. Али се сви физички услови времена дешавају искључиво у тропосфери, обично у њеној доњој половини.

За време не постоји јединица мере, јер читав број метеоролошких чинилаца, који суделују на одређен начин, сачињавају оно што зовемо овим именом. Временом се означује тренутно стање свих метеоролошких елемената у одређеном месту. Време се, по томе, не може никако сматрати као неко средње атмосферско стање, него као целокупно дејство свих истодобних, тренутних, атмосферских појава. Ако се стање тих метеоролошких елемената не мења у току даљих тренутака, минута и часова, не мења се ни време; оно је тада постојано. Ако се, напротив, стање појединих или свих елемената мења у било коме правцу, мења се истодобно и време; оно је тада непостојано.

Топлотни услови су доста равномерни у тропским крајевима; годишња колебања температуре су сразмерно мала, а утицај девијаторне силе на ваздушна кретања је незнатан. Из тих је разлога време врло постојано у тим крајевима. Обратно је на вишим ширинама, у области атмосферске струје, која оптиче око Земље од запада на исток, у т.зв. „поларном вртлогу". Ту се налазе готово у сталним кретањима мање вртложасте творевине: депресије са конвергентним и узлазним кретањима ваздушних маса, које собом носе облаке и падавине их њих, као и антициклони са дивергентним и силазним ваздушних кретањима, која растварају облаке. Из тих наизме-

ничности и супротности настаје час спорија, час бржа промена у времену, својствена за умерене ширине.

Необично велика разноликост у расподели појединих метеоролошких елемената и у њиховим узастопним појавама узрок су исто тако велике разноликости у временском изгледу или карактеру, који — бар на умереним ширинама — изазива осећај знатне неправилности и непостојаности. При свем том се промене у времену дешавају по истим физичким законима, који и иначе владају целом природом.

184. **Старији назори о везама између временских појава.** — Схватање Довеа о вези временских појава, које је изнео 1837, одговарало је гледишту оштроумног посматрача који је, при расуђивању, био упућен на узастопне појаве у истом месту. Он је, при томе, нашао да су промене времена у тесним везама са променама правца ветра. При одређеном ветру настаје, најчешће, одређена температура, влажност ваздуха, облачност, па најчешће има и падавина при одређеним правцима ветра. При скретању ветра у неки други правац, промени се истодобно и цео изглед времена. То је довело до покушаја да се, за сваки правац ветра, прорачуна његова просечна „метеоролошка каквоћа". Тако су добијене разне врсте ружа ветрова: барска, термичка и неке друге. Те руже ветрова имају још неког значаја при климатском опису места, али не онолики као пре више деценија.

Преокрет је настао када се почело да посматра истодобно временско стање у разним местима или на већем делу земљине површине. Тада се видело да Довеово схватање не одговара потпуно чињеницама. Битна супротност према старијем схватању била је у томе, што се испоставило да ветар зависи од опште расподеле ваздушног притиска, а не обратно, као што је Дове претпостављао. Тиме је наука о времену постављена на физичку основу, а битни услов за њен повољни развитак био је графички приказ истодобних временских стања на одређеном делу земљине површине. Изгледа да је Брандес био први који је нацртао и описао такву карту још 1820. Лумис је доцније, при испитивању олуја у Сједињеним Америчким Државама 1842, објавио временску карту, а Еспај је, у истој земљи, издао више таквих карата за неке дане у зими 1843.

Велики напредак у овој практичној грани метеорологије почео је у другој половини прошлога века, поводом Кримског рата. Жестока олуја од 14 новембра 1854 разорила је француски логор и знатно оштетила морнарицу. Сазнало се, међутим, да је олуја раније пролазила кроз западније крајеве Европе и да је била могућа благовремена опомена. Надлежни су, после тога, ставили у дужност познатом астроному, Леверјеу да проучи питање о редовној европској временској служби. Његовом заслугом је Француска почела да свакодневно издаје временске карте са изобарама, на основу телеграфских извештаја из других места, од септембра 1863. Са друге стране је адмирал Фицрој почео прикупљати у Лондону свакодневне телеграфске извештаје о времену од септембра 1860; убрзо затим су давана и претсказивања о времену у дневној штампи, на основу израђених карата, а био је организован и систем упозоравања о ближењу олуја.

185. **Синоптичка карта.** — Да би се временско стање у одређеном тренутку могло јасно прегледати и да би се, помоћу њега, могли извући закључци о променама које ће наступити, потребно је да се узме у обзир већи део земљине површине. На таквој се карти унесу истовремени подаци о времену са што већег броја метеоролошких станица. За претсказивање или прогнозу времена у Средњој Европи узима се трапез са приближним границама од 75° до 30° сев. шир. и од 30° зап. дуж. до 50° ист. дуж. Другим речима, узима се већи део Атлантског Океана, део Северног Леденог Мора и цело копно Европе, дакле трапез од Гренланда, Шпицберга и Нове Земље на северу, Северне Африке на југу, Атлантског Океана од јужног краја Гренланда до Канарских Острва на западу, Урала и Касписког Мора на истоку. То је подлога за синоптичку (грч. σύνοψις = општи преглед) карту. У њу се уписују, помоћу нарочитих симбола, извршена посматрања о времену из оних метеоролошких станица које се налазе у области синоптичке карте. У те станице спадају оне на копну, бродови-светионици, куле светиље и бродови. Станице три прва типа, непроменљивог положаја, постављене су у свима крајевима света. Станице на бродовима већином су ограничене на редовне прекоокеанске и трговачке пруге. Њихов положај и број се мења од дана до дана.

Станице сваке земље достављају својој централи сва своја посматрања бежичним путем, телефоном или телеграфски, а ова се одмах уписују у синоптичку карту. Временски подаци из других земаља примају се радиотелеграфијом, па се и ови одмах уносе у карту. Број података за употребу у синоптичкој карти знатно се мења. Ваздушни притисак, температура, правац и брзина ветра, и временско стање употребљују се у свима извештајима. Барометарска тенденција, висина падавина и росна тачка такође се дају у већини извештаја. Висина најнижег слоја облака изнад земљине површине и видљивост увек су унесени у ваздухопловним посматрањима. Многе станице дају податке о типовима облака и њиховог правца кретања, док морски бродови обично достављају обавештење о усталасаности, температури морске воде и кретању брода. Сва ова обавештења су корисна за припрему подробне анализе времена, која служи нарочито за научне потребе. Овде није место да се пише о детаљима при изради синоптичке карте.

Да би се за свако место добило истодобно атмосферско стање, сва посматрања се изврше у исто доба по гриничком времену, а не по месном, као што се чини обично ради добијања сигурнијих средњих дневних вредности. Од битног је значаја и то да се ваздушни притисак, већ на месту посматрања, сведе на 0°C, на нормалну тежу и на морски ниво, а температура да се само сведе на морски ниво, јер се подаци посматрања са разних станица могу само тако непосредно упоређивати.

Када су у карту унесени сви потребни подаци, тада се линијама повежу сва места са истим атмосферским притиском, у размацима од по 5 мб, одн. 5 мм, јер је то довољно за практичне потребе. Исто се тако сва места са истом температуром повежу линијама, које су другачије од изобарских линија, обично у другој боји.

Барометарске тенденције, тј. промена ваздушног притиска у три последња часа, могу се уцртати на мањој карти. И овде се сва места исте барометарске тенденције повежу системом линија, помоћу којих се може закључити којим ће се правцем барометарска депресија вероватно даље кретати, и какво ће, према томе, вероватно настати време.

Друга глава

ВАЗДУШНЕ МАСЕ

186. **Опште појаве.** — Хелмхолц је, крајем прошлог века, увео новину у питање о ваздушним кретањима тиме, што је претпоставио да атмосфера није хомогена, него да је састављена из различитих појединачних ваздушних тела, која се налазе једна поред и изнад других. То су ваздушне масе које се међусобно разликују по њиховој топлоти, влажности и кретању, и те своје особине не могу лако напустити. Та претпоставка налазила је своје оправдање у томе, што се при уздизањима у атмосферу често наилазило на нагле промене у температури, влажности и ветру, дакле на различите ваздушне масе. Та испитивања су продужили и усавршили Брилуен и Маргулес; она су се показала као веома корисна за метеорологију.

Узрок, што се могу стварати ваздушне масе различитих физичких особина, лежи у неједнакој озрачености појединих географских ширина и у различитом загревању и хлађењу океана и континената дуж земљине површине, као последици њихове специфичне топлоте. Те ваздушне масе имају хоризонтално простирање од више хиљада километара и премештају се из једног предела у други, као делови опште атмосферске циркулације. Раздељеност тропосфере у појединачне ваздушне масе условљена је самим механизмом њиховог кретања. У ваздушном кружењу постоје увек струјања која граниче једна са другима, али састављена од ваздуха из врло различитих предела, па по томе и са сасвим другачијим особинама. Ако једна од тих струја пређе у суседну, јасно је да ће, при томе, наићи на оштру границу између те две ваздушне масе.

Искуство синоптичке метеорологије је потврдило да је тропосфера одиста раздељена у ваздушне масе. То се види скоро у свакој синоптичкој карти, ако обухвата довољно велики део земљине површине. Свака од њих показује одређен број мање или више постојаних предела високог и ниског притиска, са великим струјањима из одређеног правца било упоредо или једних поврх других. То су главне струје. Свака од њих је носилац неке ваздушне масе одређеног порекла и одређених особина.

Појам о ваздушној маси знатно је помогао објашњењу порекла олуја, њиховог развитка и њихових кретања. Он је даље помогао проучавању атмосфере у све три димензије. Најглавније је, међутим, што је прогностичару дао нова и корисна средства за анализу синоптичке карте.

187. **Порекло и класификација ваздушних маса.** — Свака ваздушна маса има одређено порекло, односно своју историју живота. Она добија једнолике и постојане особине, ако дуго остане непомична у неком пределу, који је сам по себи једнолик и не мења своје физичке особине. Такав се предео зове изворишна област; у њој је порекло дотичне ваздушне масе. Разуме се да изворишна област мора бити пространа, а њена физичка природа и температура изнад земљине површине морају бити приближно исте у целој области. Такви су услови испуњени, на пример, на тропским морима, у пустињским крајевима или у крајевима који су стално покривени снегом. Поларни крајеви су, такође, стварне изворишне области, јер је копно стално под снежним покривачем, или замрзнуто, а море стално залеђено, те су њихова дејства иста на приземни ваздух изнад њих. Умерене ширине, напротив, немају довољно једнолике услове да би се могле сматрати као стварне изворишне области, с једне стране услед великих копнених и морских површина, а са друге, услед наглих промена температуре од нижих ка вишим ширинама.

Као што се види, изворишне области су оне у којима су велики делови земљине површине сразмерно једнолики погледом на примљену количину сунчевог зрачења, састав површине и топографију земљишта. Те области су већином географске јединице са површином од неколико милиона квадратних километара, које се одликују врло спорим струјањем ваздуха, или релативном устајаношћу.

Три основна типа изворишне области су: вода, копно, лед или снег. Сваки од њих има особена дејства на ваздух изнад њих. Поред тога, географска ширина и годишња доба упливишу на површинску температуру поменутих типова, па и на топлотне услове ваздуха који лежи изнад тих области. Топографија је мање важна, јер упливише само на топлотне услове најнижих ваздушних слојева. Али је нарочито значајно, што се ваздушне масе нешто промену по напуштању својих изворишних области.

Два типа изворишних области могу се разликовати у зависности од предела високих ваздушних притисака. Области постојаног или полупостојаног (квази-стационарног) високог ваздушног притиска зову се главне изворишне области. Атмосфера у тим пределима остаје дуго без кретања; велики њен део, испод тропопаузе, дође у равнотежу са земљином површином. Примери тога су унутрашњост Сибира, средишни део Канаде, северни део Атлантског Океана од Бермудских до Азорских Острва, дакле делотворни центри атмосфере по називу Тесерен де Бора.

Неки делови атмосфере, који се одликују јаким ваздушним струјама, знатно преиначују ниже делове ваздушних маса изнад којих се крећу. Ти предели наглих преиначавања зову се споредне изворишне области; ове су скоро исто толико важне као и главне изворишне области. Као пример се могу навести северни део Тихог Океана између Сибира и западне обале Северне Америке, који преиначује провале ваздуха из Сибира и Аљаске, или суви, полупустињски предео југозападних Сједињених Америчких Држава, где неколико различитих типова могу бити преиначени. Ваздух у тим пределима умерене циркулације не може толико дуго остати у мировању да би се успоставила равнотежа са земљином површином; стога само најнижих 600—2000 метара добију њихове одлике.

Класификација ваздушних маса може се поставити према њиховом пореклу, одн. изворишној области, а то ће рећи према њиховим физичким особинама. Бержерон разликује четири зонална типа, која су окарактерисана латинским словима:

A, арктички одн. антарктички ваздух, пореклом из поларних крајева.

P, субарктички одн. субантарктички или поларни ваздух, пореклом са високих ширина, али не из самих поларних крајева. Овај се, краткоће ради, често назива поларни ваздух, што је заводљив израз, али се забуна може избећи ако се израз арктички употреби искључиво за тип *A*.

T, субекваторски (суб-полутарски) или субтропски ваздух, често означен као тропски ваздух.

E, екваторски (полутарски) ваздух.

Велика преиначавања физичких особина ваздушних маса настају према томе да ли су пореклом са морских или копнених површина, или се дуго задржавају изнад ових. Ваздушна маса се у првом случају назива маритимна, у другом случају, континентална. Ти споредни типови се издвајају помоћу префикса *m* односно *c*, дакле је: *mA* маритимни арктички ваздух, *cA* континентални арктички ваздух, *mP* маритимни поларни ваздух, *cP* континентални поларни ваздух, *mT* маритимни тропски ваздух, *cT* континентални тропски ваздух.

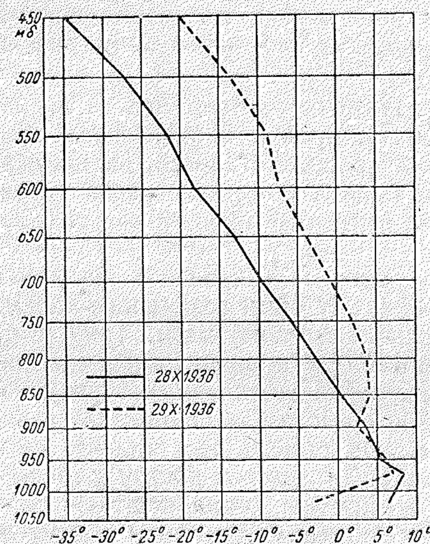
То је светска класификација и поглавито се употребљава за посматрање ваздушних маса са најширег гледишта. Врло је корисно да се проучавају ваздушне масе из веома удаљених крајева. Тако се, на пример, нека ваздушна маса из средишних делова Сибира може непосредно упоредити са неком другом ваздушном масом из централне Канаде; обе се означују као континентално поларне (cP).

Преиначавања у ваздушним масама могу се означити и на други начин. Вилет, на пример, додаје префикс *N* оним ваздушним масама чије су особине прелазне према првобитној ваздушној маси. Тако је са *NT* назначен тропски ваздух, чије су првобитне физичке особине модификоване. То је довољна ознака за опште сврхе претсказивања времена. Крик је употребио још тачније помоћно средство да би показао величину преиначавања неке ваздушне масе. Он ставља, као индекс, неки број испред и иза симбола ове ваздушне масе. Ти индекси показују колико се дана ваздушна маса налазила изнад океана или копна, пошто је била напустила своју изворишну област. Ако се, рецимо, поларни ваздух *P* задржавао 6 дана изнад океана, па онда се 2 дана кретао у унутрашњост копна, добиће се овакав симбол: ${}_6P_2$. Крик је употребио и слово *R*, што треба да значи да се нека ваздушна маса повратила (*r*eturn) према географској ширини своје изворишне области. Тако, *RP* значи да се поларни ваздух кретао према југу и затим узео правац према северу.

188. **Главне особине ваздушних маса.** — Одређење фронтова (параграф 208) при земљиној површини често је отежано услед измешаности површинских ваздушних слојева, али се то може доста лакше учинити на висини око 2000 до 3000 метара, где је турбуленција слабија. Ту се, помоћу балон-сонда, могу лако утврдити истоветности ваздушних маса, које се налазе веома далеко од њихових изворишних области, док су у приземним слојевима ваздуха знатно преиначене.

При одређивању истоветности ваздушних маса треба се послужити са̀мо оним особинама које се не мењају при обичним адијабатским збивањима, тј. при узлазним и силазним кретањима ваздуха преко планинских била, уздизањем ваздуха на фронтовима итд. Нарочито корисни су при проучавању ваздушних маса специфична влажност, потенцијална температура сувог ваздуха, и еквипотенцијална температура. Све ове остају непромењене при адијабатским променама, а последња остаје таква и при кондензацији и испаравању (параграф 105 и 106). Релативна влажност, температура и неке друге особине мање су важне за идентификовање ваздушних маса.

Својствене особине сваке ваздушне масе су, при свем том, на свима висинама, њена апсолутна и релативна влажност и њена температура. Последња се може врло погодно изразити температуром изнад земљине површине и вертикалним градијентом. Ваздушна маса добија своје особине највећим делом од површине изнад које се ваздух налази или се креће, а овом бива и преиначавана. Стога се промене у ваздушној маси догађају од доле. Приземни ваздушни слојеви се загревају топлом површином, а хладе се, ако је ова још хладнија. То се постепено преноша у више слојеве турбуленцијом, а при загревању и конвекцијом. Влажност ваздуха се повећава испаравањем са топле морске површине, а у мањој мери са хладног мора, копна, леда или снежног покривача. Водена пара се преноша на веће висине, такође, турбуленцијом и конвекцијом.



Слика 110. — Вертикална расподела температуре у тропском (испрекидана линија) и поларном ваздуху (пуна линија) изнад Дексфорда (Admiralty Weather Manual)

По овом се излагању види да су особине најнижих ваздушних слојева подложне наглим променама и стога зависе од раније животне историје ваздуха. Ево примера: Ако се топли ваздух дуго креће изнад снежног покривача, температура му се може у најнижем слоју смањити готово до тачке мржњења. Напротив ће се поларни ваздух, који струји изнад топлог океана, нагло загрејати близу океанске површине. Понекад се покажу знатне разлике у температури, око 10°C, између поларног и тропског ваздуха на истој висини. Поучан пример дају мерења температуре у високој атмосфери 28 и 29 октобра 1936 изнад Дексфорда, јужна Енглеска, у 7 часова (слика 110). Ово се место налазило 28 октобра у струји поларног ваздуха, те су температуре биле ниске у високој атмосфери. Идућег дана се струја кретала са југозапада, доносећи собом топао ваздух на свим нивоима изнад 900 мб. На нивоима од 500 и 450 мб разлика у температури између поларног и тропског ваздуха износила је 11.1°, а знатна је разлика постојала и ниже, до нивоа од 850 мб. Ваздушна маса се, међутим, између

земљине површине и нивоа од 900 мб није променила у току оба посматрања, што излази по приближној једнакости температуре у оба дана. Само је изнад земљине површине постојала велика разлика у температури. Јутро првог дана није било повољно за хлађење ваздуха израчивањем, те је владала температура од 6.1°; у току ноћи се потпуно разведрило и температура је идућег јутра спала до —2.2°.

Тропски ваздух, пошто је напустио изворишну област, и почео да се креће према умереним ширинама, много је мање подложан преиначавању од поларног ваздуха. Први, сем тога, тежи да остане хомоген; у поларном ваздуху се, напротив, лако развију мањи прекиди, дисконтинуитети, услед којих настају облаци и кише. Узрок тим разликама између поларног и тропског ваздуха је вероватно у овоме. Поларни ваздух, при своме кретању према нижим и топлијим ширинама, загрева своје најниже слојеве и стога постаје све нестабилнији; тропски ваздух, крећући се према хладнијим пределима, постаје све стабилнији, услед хлађења његових ниских слојева. То је разлог, што су промене у температури и влажности ваздуха при земљиној површини код тропског ваздуха ограничене на најниже слојеве, док главна ваздушна маса задржава своје првобитне одлике. Другачије је код поларног ваздуха. Ту се промене при земљиној површини преносе нагло навише, и то конвективном струјом.

Физичке особине сваке од раније поменутих ваздушних маса описаће се у два идућа параграфа.

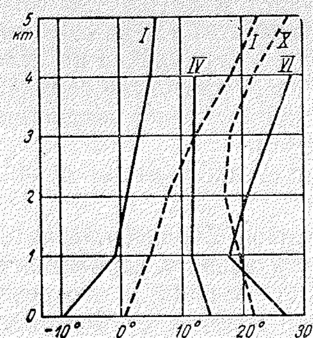
189. **Ваздушне масе у Европи.** — Физички услови Европе, нарочито њен рељеф земљишта, проузрокују знатну разлику у значају маритимних и континенталних ваздушних маса за тај континент. Европа је отворена непосредном продирању веома хладног маритимног ваздуха са Северног Атлантског Океана. Са друге стране је на северној и северозападној страни Европе сразмерно мало пространих континенталних маса северније од стожерника, нарочито на северозападу, те је појава арктичког или поларног континенталног ваздуха на овом континенту прилично ретка. Европа је, обратно, на југу ограничена великим и непрекидним копненим површинама Северне Африке, које су подједнаке ширине готово до полутара, те је то веома значајна изворишна област тропских континенталних ваздушних маса. Тропске маритимне ваздушне масе, које долазе у Европу, морају да се дуго крећу око Азорског максимума, услед чега настане велика промена у њиховим првобитним особинама.

Прво ће се изнети подаци о *зимским ваздушним масама*.

Арктичке атлантске (маритимне) *ваздушне масе* пореклом су са предела између Гренланда и Шпицберга. То је изворишна област најхладнијег маритимног ваздуха који се појављује у Европи. Он је изванредно студен, веома постојан и садржи врло мало влажности. Најчешће продире у зимским месецима и често покрива велики део континента. Арктичка атлантска ваздушна маса се обично креће изнад Европе при пролазу дубоке барометарске депресије изнад Скандинавског Полуострва; долази овамо са слабо преиначеним првобитним особинама, па је стога изванредно студена, сува и постојана. Ако би се та ваздушна маса кретала дужим путем изнад океана, њене особине би се при доласку на европско копно доста преиначиле и више би одговарале поларном атлантском, него стварном арктичком атлантском ваздуху.

Арктичке континенталне ваздушне масе имају извориштну област у најсевернијим крајевима СССР, али се доста ретко појаве изнад Европе. Овамо долазе само у случајевима када је изразит предео високог притиска развијен изнад северног дела СССР, а предео ниског притиска изнад Скандинавије. Пошто је оваква расподела ваздушних притисака доста ретка, поменуте ваздушне масе мало утичу на европско време, али су тим значајније за северне делове Сибира. И ова ваздушна маса је необично студена, сува и стабилна, али док се прошири до Средње Европе изгуби своју првобитну хладноћу, услед знатног отстојања од своје извориштне области.

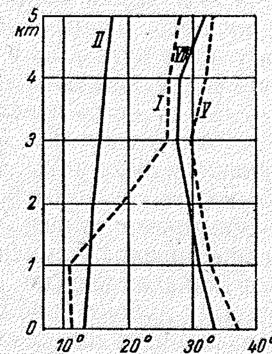
Вертикална расподела еквипотенцијалне температуре код ова два типа ваздушних маса приказана је у слици 111; из ње се јасно виде целокупне термичке особине ових ваздушних маса у разним месецима.



Слика 111. — Еквипотенцијална температура европских артичних ваздушних маса (— маритимне, --- континенталне) (по Џ. Ф. Телору)

Поларне атлантске (маритимне) ваздушне масе јесу оне које, од своје извориштне области у Северној Америци, пређу преко целог Атлантског Океана и тек тада доспу до Европе. Из разлога, што на западу овог континента нема високих планина од 58° до 43° сев. шир., ваздух се прошири до Алпа са готово непромењеним особинама. Стога цео крај Европе од Атлантског Океана до Алпа има у већем делу године прилично изразиту маритимну климу. Та ваздушна маса је, отприлике, на граници незнатне стабилности и конвективне нестабилности, услед чега су чести умерени пљускови. Иначе је ова ваздушна маса доста топлија од арктичке.

Поларне континенталне ваздушне масе пореклому из северних крајева Европе: Скандинавије, Финске, европског дела СССР, и прилично често се јављају у већем делу Европе. Зими су доста постојане, али су знатно топлије и сувље од арктичких континенталних ваздушних маса изнад европског копна.



Слика 112. — Еквипотенцијална температура европских поларних ваздушних маса (— маритимне, --- континенталне) (по Џ. Ф. Телору)

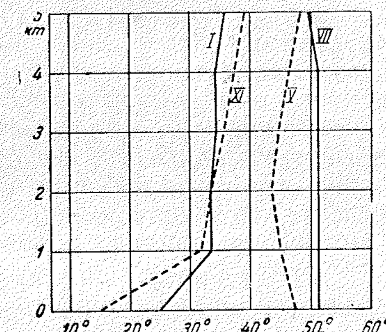
Разлике између термичких особина поларних и арктичких ваздушних маса показује слика 112, у којој су такође уцртане еквипотенцијалне температуре на разним висинама.

Тропске атлантске (маритимне) ваздушне масе су топле, влажне, и показују слабо повећање еквипотенцијалне ваздушне температуре са висином. Зато су стабилне и у сувом стању и у засићеном стању воденом паром. Оне се нарочито образују у субтропском пределу високог притиска; у овом случају воде порекло од квази-стационарног Азорског максимума. При узлазном кретању падају из њих, на фронтовима, далеко распрострањене и једнолике кише. Тропске атлантске ваздушне масе често преплаве цео европски континенат. Распрострањене зимске олује са кишом и снегом на већем делу западне и средње Европе обично су последица делатности ових ваздушних маса.

Тропске сахарске (континенталне) ваздушне масе имају великог значаја за време у Европи и у југозападном делу Азије. Велика тропска пустињска област Северне Африке производи огромне масе веома топлог и сувог ваздуха. Зими је овај ваздух сразмерно топао, сув и знатно стабилан, са наглим повећавањем еквипотенцијалне температуре са висином. Долази на европско копно када су добро развијене барометарске депресије, које се крећу преко јужних делова Европе. При свем том, тада влада лепо и ведро време са високом температуром. Чешће се догоде велике супротности у времену, ако овај ваздух буде потиснут поларним атлантским ваздухом иза хладних фронтова (параграф 211), који се крећу изнад Европе. Доста су честа узлазна кретања ових тропских континенталних ваздушних маса изнад средњих и северних крајева Европе; при прелазу преко Алпа појаве се као југозападни топли и суви ветрови.

Еквипотенцијалне температуре тропских ваздушних маса на разним висинама изнесене су у слици 113.

Најважније од летњих ваздушних маса су ове:



Слика 113. — Еквипотенцијална температура тропских ваздушних маса (— маритимне, --- континенталне) (по Џ. Ф. Телору)

Поларне атлантске (маритимне) ваздушне масе и лети су пореклом из северних делова Европе. Знатне промене у физичким особинама ових ваздушних маса настају према томе, којим се путем прошире у унутрашњост европског континента. Ваздух, који улази у унутрашњост Европе непосредно из северних крајева, показује слабу нестабилност са незнатним смањивањем еквипотенцијалне температуре према вишим ваздушним слојевима. Ваздух, који је пошао са јужног дела своје извориштне области, и неко се време задржавао изнад океана, уопште је стабилан и показује слабо повећање еквипотенцијалне температуре са висином (слика 112). Ако је ова ваздушна маса присиљена на узлазно кретање, ако је, дакле, нестабилна, често може доћи до јаких пљускова. Ако је она, напротив, у стабилном стању, образују се на висини само појединачни, растурени кумулуси.

Тропске атлантске (маритимне) ваздушне масе ретко се лети појаве у Европи без неких знатнијих преиначења. Азорски максимум је обично добро развијен у току лета. Из тога разлога, ваздух са јужнијих делова Атлантског Океана мора се доста далеко кретати на север, преко доста хладније воде на вишим ширинама, пре но што се прошири у Европу. Када се то догоди, ваздух је стабилан, али не сувише топао. Еквипотенцијална температура је готово константна на свима виси

нама (слика 113). Веће падавине из таквих ваздушних маса настају само тада, ако ове буду обухваћене добро развијеним депресијама.

Тропске сахарске (континенталне) ваздушне масе веома знатно утичу лети на цео европски континенат. Пролажење и сасвим слабе барометарске депресије преко средње или северне Европе проузрокује струјање сахарског ваздуха на север, преко Средоземног Мора. Тај ваздух је нешто нестабилан у нижим ваздушним слојевима, а стабилан постане на висини изнад 3 км. Кондензациони ниво је, при узлазном кретању сахарског ваздуха, на толикој висини да се ретко кад може образовати и мало кумулуса. Треба, најзад, споменути да сахарски ваздух, при повољним околностима, може проузроковати доста јаке пешчане олује. Али, што се даље овај ваздух налази од своје изворишне области, тим више се крупнијих честица прашине сталожи на земљиној површини. Ситније честице лебде и даље у ваздуху, што у Европи даје повод за опалесцентну чађавину (суву сумаглицу).

190. **Ваздушне масе у средоземној области.** — Особине поларних ваздушних маса су сличне онима у Европи, али су ипак измењене својим пролазом кроз цео овај континенат. Главне изворишне области су приказане у слици 114, са просечним правцима кретања сваке од тих ваздушних маса.

Арктичке маритимне ваздушне масе, *mA*, продиру у средоземну област једино, ако је једна барометарска депресија развијена изнад Скандинавије, а друга изнад северне Француске и Холандије. Те ваздушне масе су и онако нестабилне, јер су се дуже кретале преко океана, а непостојаност им се још више повећа изнад топлог Средоземног Мора. Стога су у јесен праћене непогодама и јаким пљусковима, зими и у пролеће пљусковима града и снегом на бреговима северних земаља у средоземној области, као и честим олујама. Ове ваздушне масе чешће проузрокују, у тим добима, мистрал у долини Роне и у Лионском Заливу.

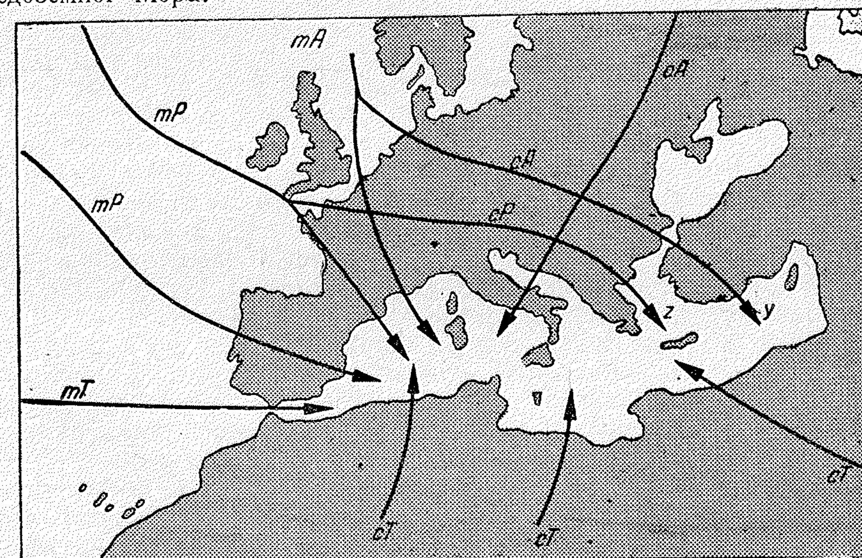
Арктичке континенталне ваздушне масе, *cA*, долазе углавном са североистока, из северног дела европског СССР, около антициклона који је развијен изнад Европе правцем од североистока на југозапад.

Понекад се, међутим, арктичка маритимна ваздушна маса *mA*, пореклом из Северног Леденог Мора, појави на источној половини Средоземног Мора као арктичка континентална ваздушна маса, *cA*, јер је на струјању преко Средње Европе и Балканског Полуострва (путања *y* у слици 114) постала знатно сувља. Зими доспе до обала Средоземног Мора као веома хладна ваздушна струја, са малом релативном влажношћу, а то још више појача њену стварну хладноћу. Али, струјећи даље преко мора, прими у себе много водене паре, постане лабилна, услед загревања са морске површине, што даје повод за образовање кумулуса и кумулонимбуса и за пљускове из последњег. Бура на Јадрану настаје обично при струјању овог ваздуха. Лети се особине те ваздушне масе *cA* тек нешто разликују од *cP*.

Поларна континентална ваздушна маса, *cP*, се зими прошири до средоземне области са особинама које су сличне арктичком континенталном ваздуху *cA*; али, пошто је нестабилност мања, нису ни временске појаве тако изразите. И ова ваздушна маса је пореклом са

високих ширина, око Гренланда и Бафинове Земље, те је првобитно имала маритимне особине; али, прелажењем преко Средње Европе и Балканског Полуострва, путањом *z*, ове су се преиначиле и тај ваздух доспе до обала Средоземног Мора са континенталним особинама: лети као топао, јер се кретао изнад доста загрејаног копна, зими као хладан, услед ниских температура на површини копна. Прелазећи, лети, преко прохладнијег мора, тај ваздух постане стабилан, а због сразмерно незнатне садржине водене паре не даје повод ни за образовање морских магли. Стога је летње лепо и ведро време одлика источне половине Средоземног Мора.

Поларне маритимне ваздушне масе, *mP*, имају сличне особине са арктичким маритимним ваздухом *mA*, али умереније. Зими проузрокују на Средоземном Мору прохладно и пљусковито време. Лети се, напротив, те ваздушне масе, при своме струјању преко загрејаног Пиренејског Полуострва, такође јако загреју и постану сразмерно суве; последица тога је постојано лепо време, нарочито око централних делова Средоземног Мора.



Слика 114. — Правци кретања разних ваздушних маса изнад средоземне области (по Admiralty Weather Manual-у)

Тропске маритимне ваздушне масе, *mT*, пореклом су са Азорског максимума, а струје према Гибралтарском Мореузу. Па, пошто је Средоземно Море лети топлије од околних делова Атлантског Океана, тај ваздух је прохладнији од морске површине. Ваздух се изнад мора, дакле, нешто загреје, што проузрокује његово незнатно узлазно кретање. Тиме се једино ниски облаци, стратуси, преиначе у кумулусе, али до падавина не може доћи, услед недовољне лабилности ове ваздушне масе. Иначе је ваздух чист и видљивост је велика.

Тропске континенталне ваздушне масе, *cT*, имају зими своју главну изворишну област у северном делу Африке. Оне се

приличне често крећу као јужна струја према барометарској депресији, која је развијена изнад западног дела Средоземног Мора. Те ваздушне масе су првобитно топле и са врло малом садржином водене паре. При даљем кретању преко мора, оне се нагло оптерете влажношћу и доспу до северних обала Средоземног Мора као влажан, запаран и загушљив широко, позната јужина или шилок при обалама Јадрана. Лети је тропски афрички ваздух у изворишној области веома топао и са изванредно незнатном садржином водене паре. При његовом кретању изнад мора доста се хлади, а то проузрокује велику инверзију температуре у најнижим ваздушним слојевима. При јаким ветровима настаје мешање ваздушних маса и турбуленција, те водена пара, нагомилана изнад морске површине, нагло бива однашана навише, тако да тропски афрички ваздух остане и даље сув и пун прашине готово на целом струјању преко мора. Ако су, насупрот, ветрови слаби, турбуленција је незнатна, водена пара се нагомилава у приземним ваздушним слојевима, а ваздушна струја добије брзо особину загушљивости.

Трећа глава

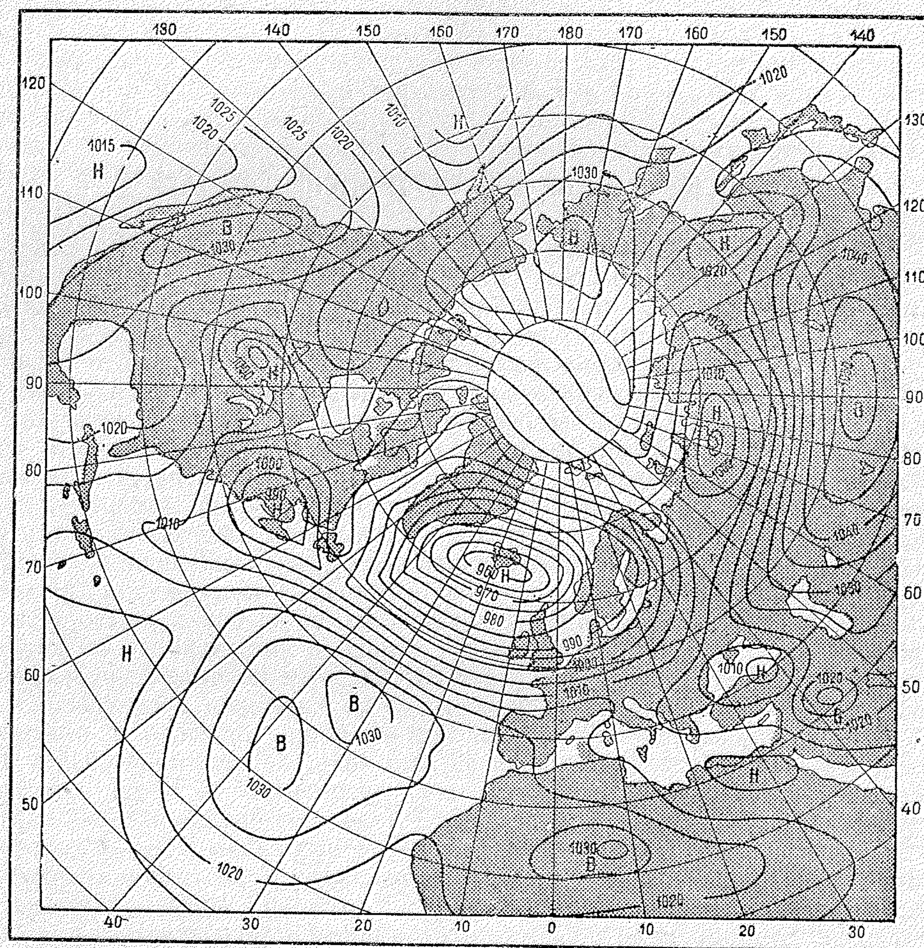
ВРЕМЕНСКЕ ПОЈАВЕ ИЗВАН ТРОПСКОГ ПОЈАСА

191. **Истодобна временска стања на земљиној површини.** — Велика непостојаност времена је његова битна и својствена црта на вишим ширинама. При упоређивању свакодневних синоптичких карата се види да је једна од њих ретко кад слична некој другој, било по општој расподели ваздушног притиска, било по расподели температура, или праваца и брзине ветрова итд. Али се брзо увидело да је временско стање највише условљено расподелом притиска, да од ове поглавито зависи расподела атмосферских струјања, а у вези са тим и општа расподела температура, влажности ваздуха, облачности и падавина. Јер, не сме се заборавити да су величине свих ових елемената у великој мери зависне од особина разних ваздушних маса; њихово учешће, јачина дејства и њихов значај у истодобним струјањима атмосфере су условљени искључиво расподелом ваздушног притиска.

То су главни разлози услед којих је извршена класификација различитих облика код изобара, што се трудило да се за сваки типски облик изобара одреде одговарајуће временске појаве, а исто тако да се докуче узрочне везе између њих (параграф 192). То нису никакви закони, него само емпиричка правила, која су изведена из чињеница посматрања.

Приложена карта показује расподелу ваздушног притиска на северној полукугли, од Пола до приближно 30° сев. шир., 30 новембра 1935 у 14 часова (слика 115). Изобаре су уцртане у размацима од 10 мб, а гдегде су унесене и међулиније са разликом од 5 мб. Из ове синоптичке карте се види, на први поглед, да је северна полукугла већим делом покривена системима затворених изобара, које се показују у виду барометарских депресија и антициклона (параграф 160, око средине). Треба одмах додати да се ови системи крећу углавном од запада према истоку, у вези са општим ваздушним кретањем у вишим слојевима извантропских ширина. Истодобно су развијени и предели ниских, као и високих притисака при почетку зиме, и изнад океана и изнад континената. Депресије се јављају и с једне и друге стране антициклона, дакле су прве измешане с другима. Нарочито дубока депресија, тј. са врло великом разликом у притиску, развијена је између Гренланда и јужног дела Норвешке, а друга, такође врло изразита, налази се источно од Великих Језера у Северној Америци. Средиште пространог поларног предела високог притиска лежи изнад Северног Леденог Мора, око Врангеловог Острва. Средишта осталих анти-

циклона су у западном крају Сједињених Држава, око Великог Сланог Језера, на Атлантском Океану око Азорских Острва, у Алжиру, у Централној Азији око планине Алтаја, где је максимални притисак преко 1050 мб; дакле се налазе између 40° и 50° сев. шир. Стварно је број депресија и антициклона прилично незнатан на толико великој површини, свега око десетак. По томе се може закључити да свака од ових атмосферских



Слика 115. — Расподела ваздушног притиска изнад земљине северне полукугле 30 новембра 1935, у 2 часа ноћу, у мб (B=висок притисак, H=низак притисак)

творевина покрива велике, кадикад и веома велике просторе, а са друге стране да је истодобна расподела ваздушног притиска изнад земљине површине врло неправилна и да се брзо мења. То уједно значи да је и временско стање при земљиној површини врло различито у разним крајевима и да се мења прилично брзо.

192. **Главни облици изобара.** — Од свих типова изобара истичу се два главна: 1. предео ниског притиска или барометарска депресија (обично депресија), циклон и барометарски минимум у ширем смислу речи; 2. предео високог притиска или антициклон и барометарски максимум у ширем смислу речи (параграф 160, око средине). Сви остали типови изобара су мање или више изобличење два поменута главна облика, који се, такође, јављају у различитом пространству и у разноврсним ступњевима интензитета. Оба главна типа су, уједно, и најглавнији облици поремећаја опште атмосферске циркулације на ванвантропским ширинама, нарочито депресије.

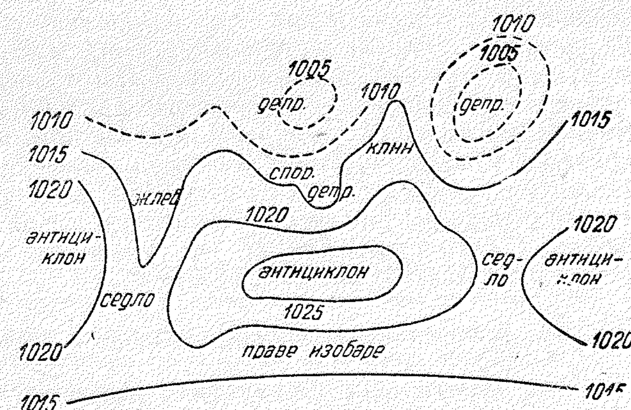
Потреба за одређивањем најосновнијих облика изобара је у томе да би се синоптичка метеорологија, а нарочито анализа синоптичких карата, што више ослободила збрке стално променљивих временских појава. Другим речима, необично неправилне облике појединих изобара треба што више шематизовати, тј. свести их на што мањи број подударних облика. Р а ф Е б е р к р о м б и се о томе изразио још 1887, напомињући да је при обрађивању тако сложених проблема, какви су јављају у метеорологији, неминовно потребно имати једноставне изразе за обележје извесних низова појава. Стога је поставио седам главних облика изобара, који су приказани у слици 116. Њихове ознаке су ово:

1. депресија или циклон (рус. *циклон*; фр. *dépression, minimum barométrique;* енгл. *depression, cyclone;* нем. *Zyklone, Depression)*. У синоптичкој карти се означи великим словом *N* (низак притисак).

2. антициклон (рус. *антициклон*; фр. *anticyclone, maximum barométrique;* енгл. *anticyclone;* нем. *Antizyklone)*. У синоптичкој карти се означи великим словом *B* (висок притисак).

3. споредна или секундарна депресија (рус. *частная* или *вторичная депрессия* или *циклон;* фр. *dépression secondaire;* енгл. *secondary depression;* нем. *sekundäre Depression, Teilminimum)*.

4. жлеб ниског притиска или *V*-депресија (рус. *V-образная депрессия*; фр. *dépression en V;* енгл. *trough of low pressure, V-shaped depression;* нем. *V-Isobaren, Rinne, Trog)*.



Слика 116. — Типови изобара према расподели ваздушног притиска од Северне Америке до Европе и од стожерника до полутара 27 фебруара 1865 (по Еберкромбију)

5. клин високог притиска (рус. *клин высокого давления*, фр. *coin de haute pression;* енгл. *wedge of high pressure;* нем. *Keil, Hochdruckkeil)*

6. седло високог притиска (рус. *барометрическая седловина, седло;* фр. *col;* енгл. *col;* нем. *Sattel, Luftdrucksattel)*.

7. праве изобаре (рус. *прямолинейные изобары*; фр. *isobares rectilignes;* енгл. *straight isobars;* нем. *geradlinige Isobaren).*

Подробнији опис појединих облика и временског стања при њима даће се у даљим параграфима (194—207).

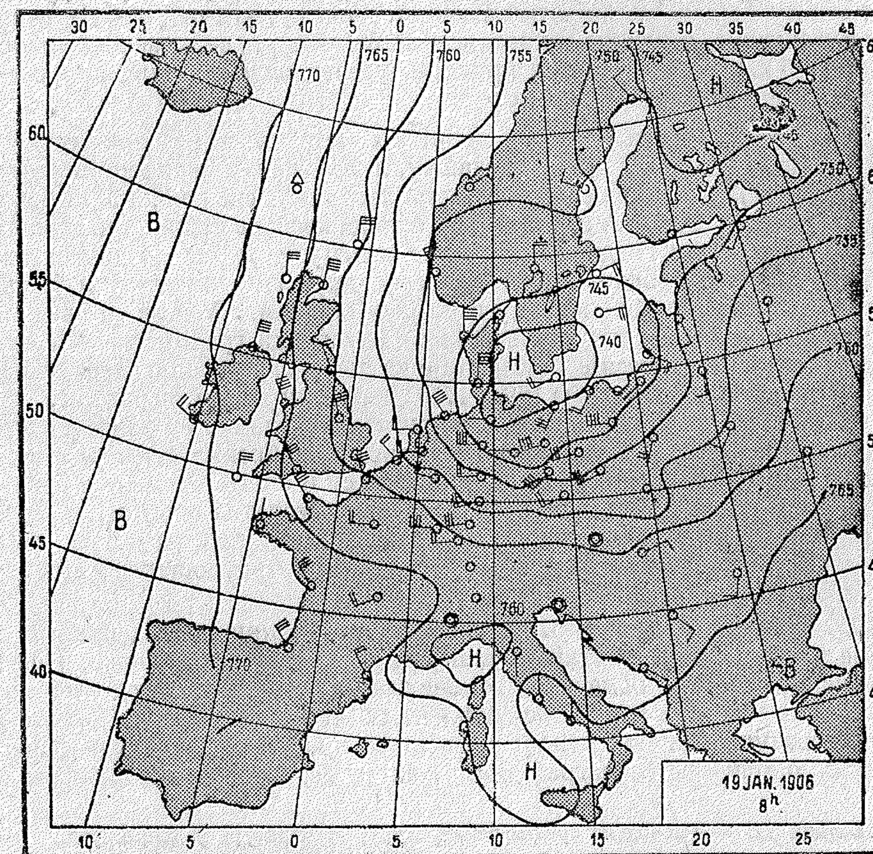
193. **Методе претсказивања времена.** — Претсказивање времена помоћу синоптичке карте вршено је у Великој Британији од 1861, непосредно иза јаке олује која је уништила велики брод 1859, дакле из истих разлога који су навели Француску да и она почне претсказивати промене у времену (параграф 184 при крају). Ова се метода постепено усавршавала, али је начело остајало исто: помоћу познате расподеле притиска претсказиване су вероватне промене времена у најближој будућности. Еберкромби је 1885 поставио и нека правила, на основу проучавања синоптичких карата, која почивају на два основна принципа. Први је да је сваки облик изобара праћен њему својственим типом времена. Други је да се облици изобара прогресивно крећу, праћени са њима својственим временом, па да се — по томе — и ово креће унапредно. Прогностичар је, дакле, у стању да бар приближно одреди какво ће време наступити у било коме делу одређеног предела. Важно је, при томе, да што тачније претскаже којим ће се правцем, вероватно, кретати предели ниских и високих притисака, особито први. Проблем је, међутим, чешће сложенији услед чињенице, што се депресије и антициклони могу образовати и у самом пределу синоптичке карте, а исто тако могу ту и ишчезнути.

Знатан развитак у синоптичкој служби је настао за време првог Светског рата, исто онако као што се развила после Кримског рата. Ова модерна метода уведена је била прво у Норвешкој, а позната је као метода поларног фронта. Време се, по овој теорији, сматра да је условљено великим ваздушним струјама, било поларног или тропског порекла, а нарочито граничним површинама или фронтовима између разних ваздушних струја. Овим питањима биће посвећена цела Четврта и Пета глава. Расподела притиска у методи поларног фронта није онолико истакнута, као што је код Еберкромбија, али су несумњиво њом проузрокована сва кретања атмосферских струја. Стога се, у почетку даљих излагања, може поћи од назора Еберкромбија, јер тумачи све опште појаве код барометарских депресија и антициклона.

I. Барометарска депресија и са њом везани облици изобара

194. **Општи опис барометарске депресије.** — Расподела ваздушног притиска је прилично правилна на сразмерно великој површини у области нормалне депресије, о чему сведочи и слика 117. Изобаре показују затворен систем округластих и издужених, елиптичних кривих, а у средишту затварају доста ограничено језгро најнижег притиска, барометарског минимума у правом смислу речи. Притисци се одатле повећавају према обиму депресије, а ваздушне честице се крећу циклонским правцем (параграф 160), околишним путем према средишту. Ипак то струјање ваздуха према средишту није равномерно на свима странама; оно је најбрже на предњој страни депресије, у области југозападних и јужних ветрова, са веома изразитим скретањем према средишту, док је скретање незнатно на задњој страни, код северозападних и северних ветрова.

Изобаре у депресији су најчешће елиптичне и то у толикој мери да је велика оса, просечно, готово двапут дужа од мале, у средњу руку 1.8 : 1. Осим тога, изобаре су зими више извучене, него лети.



Слика 117. — Синоптичка карта предела ниског притиска од 19 јануара 1906, у 8 часова, у милиметрима (Н = низак, В = висок притисак)

Величина депресије, тј. предела у коме је ваздушни притисак мањи од 1013 мб, одн. мањи од 760 мм живе, невероватно се мења; најмања депресија има пречник око 80 км, највећа отприлике од 5000 км. Просечна дужина депресије је 2500 до 3000 км, а углавном се пружа правцем запад-југозапад — исток-североисток. Тај правац пружања имају скоро све барометарске депресије на северној полукугли, што указује на исте узроке. Два друга израза, који се употребљују при опису депресије, јесу дубина и интензитет. Дубина депресије се односи на притисак у њеном средишту, а интензитет депресије означује величину или пад барских градијената унутар ње. Стварна дефиниција ових израза не постоји. Ипак се депресија, са мањим притиском у средишту од 990 мб (= 742.55 мм), може назвати као дубока, а она код које је он већи од

1010 мб (= 757.55 мм) може се означити као плитка. Просечна дубина депресија је највећа зими, најмања лети, иначе се мења и према местима и према годишњим добима. Депресија је, са друге стране, интензивна, ако су барски градијенти велики на било ком њеном делу, док је депресија слаба, ако су барски градијенти незнатни. Али су, обично, дубоке депресије и интензивне, а плитке депресије и слабе. Најзад се каже да се депресија у д у б љ у ј е, ако јој се притисак у средишту смањује, а и с п у њ у ј е се, ако се збива обратно.

Даље је карактеристично за депресије, што им се изобаре све више прибијају једна уз другу према средишту, док се према периферији удаљавају (слика 117). Другим речима, кретање ваздуха је све јаче, што се ближе иде ка средишту. Али се из слике види и то да изобаре нису концентричне, па стога нису исти ни градијенти, него се мењају од једног до другог квадранта. Изобаре се, обично, примичу једна другој на западној и јужној страни, а то значи да овде владају и најјачи ветрови. У вези са овим чињеницама, ни величина скретања ветрова од правца градијента није иста на свима деловима депресије. То настаје из два разна узрока: девијаторне силе и јачине трења (параграф 169 и 171). Депресије имају, поред тога, још једну особину, а та је да кретање ваздуха није једнако на разним отстојањима од средишта. Не узимајући у обзир да се брзина ветра тим више повећава, што су изобаре збијеније, утврђене су и опште промене у брзини ваздушног кретања. Јачина ветра је сразмерно незнатна око језгра, јер ту више околиши око њега; одатле се, до извесног отстојања од језгра, доста нагло и све више повећава, а затим се јачина ветра постепено смањује према периферији.

195. **Промене у депресији са висином.** — За динамику депресије су значајне промене, које настају у вишим деловима ове творевине. Пошто се, теориски, узима да поменуте промене зависе од опште расподеле температура изнад земљине површине, поћи ће се од тог чиниоца. Познато је да се температура, обично, смањује са висином, и да износ смањивања зависи од разних околности (параграф 66). Али је аеролошким испитивањима

Таблица 53. — Расподела средње температуре, температуре у депресијама и антициклонима у вертикалном правцу

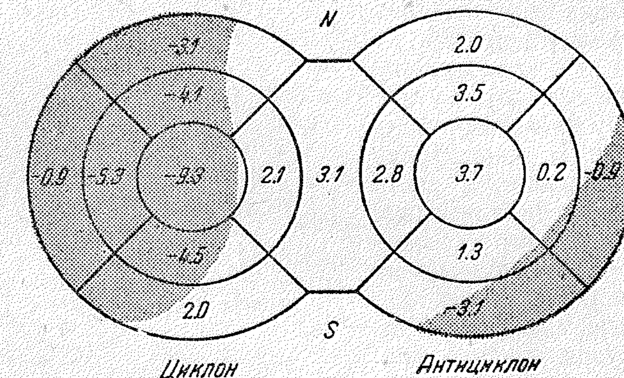
висина у км	0	1	2	3	4	5	6	8	10	12	14	16	18
зима													
сред. темп.	1.7	–0.6	–4.2	–9.1	–15.3	–22.2	–29.3	–43.6	–54.3	–57.2	–56.5	–57.3	–57.6
депресија	2.9	–0.8	–5.9	11.8	–18.4	–25.9	–33.4	–47.1	–54.2	–54.9	–54.7	–56.4	–57.8
антициклон	0.7	–0.6	–2.8	–6.9	–12.7	–19.2	–26.2	–40.8	–54.9	–60.8	–58.4	–58.6	–58.7
лето													
сред. темп.	14.8	11.8	6.3	1.0	–4.3	–9.9	–16.3	–30.8	–44.9	–52.9	–52.4	–51.6	–50.2
депресија	13.6	10.0	4.6	–0.5	–5.7	–11.3	–17.9	–32.3	–44.6	–50.0	–47.9	–48.2	–47.0
антициклон	15.5	12.4	7.1	2.0	–3.2	–8.7	–15.1	–29.8	–45.3	–57.0	–56.8	–55.3	–53.8

утврђено да се, зими, температура брже смањује са висином у депресијама, него у антициклонима, док је лети обратно. Исто је тако доказано да температура у депресијама зими стално опада до висине од 18 км, лети отприлике до 12 км, док се то код антициклона збива и зими и лети приближно до висине од 12—13 км. Главни је закључак да је депресија и зими и лети просечно хладнија од антициклона све до тропопаузе, а у стратосфери је обратно.

Депресија је до висине од 9 км зими хладнија од антициклона, просечно, за 4.2°, лети за 2.4°; од 10 до 18 км висине је депресија, просечно, зими за 3.1° топлија од антициклона, а лети за 6.6°. Све поменуто се може извести из таблице 53, у којој су уписане средње температуре на разним висинама, температуре у депресијама и антициклонима за време зиме и лета.

Из ове таблице се види да је депресија топлија од антициклона само у најнижем ваздушном слоју, и то једино зими. Х а н је, својим испитивањима о вертикалној промени температуре у Алпима, приликом развијених депресија и антициклона, још 1876 побио опште мишљење да се предели ниског притиска морају схватити као топле ваздушне масе, а предели високог притиска као хладне ваздушне масе, јер се, у последњима, ваздух загрева слично фену, што је једна од најважнијих особина код антициклона.

Према испитивањима топлотног стања у разним деловима депресије дошло се до резултата да је већи део њене југоисточне половине доста топлији од целе северозападне половине у просечним вредностима до висине од 9 км. То показује слика 118, у којој се, поред предела ниског притиска, налази и суседни предео високог притиска. Обе ове творевине су раздељене на језгро, средњи и периферни део, а два последња су подељена у четири квадранта. У свако од ових поља уписано је отступање од дугогодишње средње температуре у целом слоју од земљине површине до 9 километара.



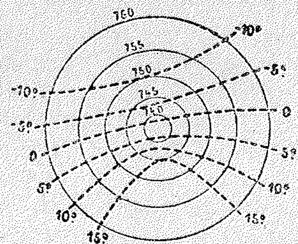
Слика 118. — Отступања температура од средње вредности у разним пољима предела ниског и високог притиска у слоју од земљине површине до 9 км (по А. Вагнеру)

У вези са оваквом расподелом температуре треба поменути и чињеницу да се ваздушни притисак брже смањује са висином у хладном, него у топлом ваздуху, јер се незагрејан ваздух доста мање шири од загрејаног. Последица тога је да се и ваздушни притисак брже смањује са висином на северозападној, него на југоисточној половини депресије. Другим речима, предња, истоку окренута страна депресије има на истој висини већи притисак од задње, према западу окренуте стране.

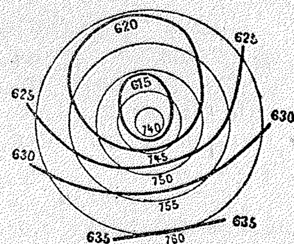
За ово се може узети пример А н г о а у коме је претпоставио да су изобаре кружних облика, дакле затворене (слика 119, пуне линије), да се температура изнад земљине површине углавном смањује од југоистока на северозапад (испрекидане линије), и да се температура на свима пољима депресије смањи за 0.6° на сваких 100 м висине. Изобаре се, међутим, под оваквим претпоставкама, знатно измене већ на висини од 1.5 км (сл.120), јер нису кружних облика, само две од њих су затворене, а њихово средиште је померено ка северозападу. Још већа се промена догоди на висини од

3 км (слика 121). Изобаре нису више затворене, кривине им постају све мање, што се даље иде на југоисток, где су, донекле, праволиниске. Најпосле се на висини од 4.5 км само једна изобара одликује великом кривином (слика 122), док се остале пружају, мање више, од запада-југозапада према истоку-североистоку, али у прилично вијугавом облику. Ветрови дувају, углавном, са западног квадранта, као што показују испрекидане линије са стрелицама, а нема више циклонских одн. антициклонских праваца кретања. И циркуси се, на висини око 9 км, у области барометарске депресије, крећу истим правцем, као што је Хелм Клетен утврдио за Северну Америку. То значи да се изобаре и на тој висини пружају поглавито правцем од запада према истоку.

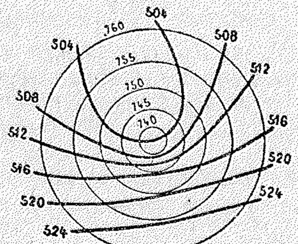
196. **Расподела облака и временских стања у депресији.** — Расподела метеоролошких елемената у пределу ниског притиска била је многострано испитивана, а доста је дуго била и главни циљ синоптичке метеорологије. Према општој расподели притиска у депресији, ваздушне честице притичу са свих страна према средишним деловима најнижег притиска. Постојаношћу оваквих ваздушних струја, у супротном правцу кретања сказаљке, и њиховом конвергенцијом према језгру депресије, условљено је узлазно кретање ваздушних маса. Зато предео ниског притиска претставља типичан облик изобара за мутно и ружно време са падавинама и олујама.



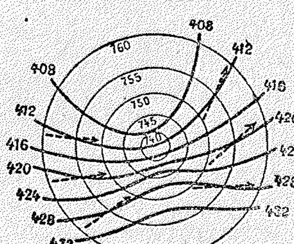
Слика 119. — Изобаре и изотерме изнад земљине површине (по Ангоу)



Слика 120. — Изобаре на висини од 1.5 км (по Ангоу)



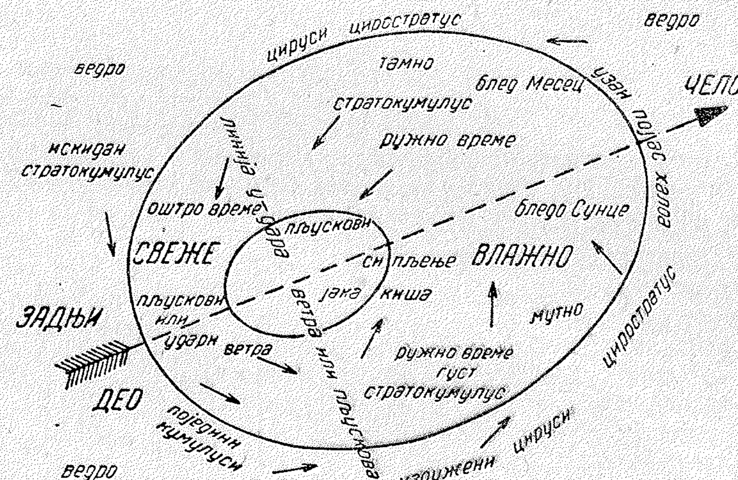
Слика 121. — Изобаре на висини од 3 км (по Ангоу)



Слика 122. — Изобаре на висини од 4.5 км (по Ангоу)

Класична шема од Еберкромбиа, која је дуго служила за претсказивање времена, садржи целокупну расподелу временских стања у области депресије (слика 123). На челу депресије, око 800 км испред средишта, налази се спољашњи прстен цируса, влакнастог изгледа, који се згушњавају и прелазе у циростратусе на унутрашњој страни чела. Халои се често опажају на овим облацима и стога се сматрају као предзнаци о ближењу депресије. Даље од циростратуса јавља се предео стратокумулуса, који се све више повећавају према средишту, спуштају се и споје се са

нимбостратусима у средишном делу депресије. Киша пада обично из дебљих делова алтостратуса и из нимбостратуса, стварног кишног облака. Ветар дува, на северној полукугли, обично са југа до југозапада на десној страни од чела; ваздух је, услед тога, често јако влажан и тежак. Ветар је на левој страни од чела већином хладан, нарочито зими када дува из унутрашњости врло расхлађеног копна. Хладан источни ветар и постојана јака киша на левој страни чине од ње најнепријатнији део депресије. На задњој страни депресије дувају, углавном, ветрови са северозапада или севера. Ваздух је мање или више нестабилан, јер се при земљиној површини загрева на своме кретању према нижим и топлијим ширинама; стога се образују кумулуси и кумулонимбуси са пљусковима. Правци ветра су свугде означени стрелицама.



Слика 123 — Расподела облака, падавина, правца ветра и временских стања у барометарској депресији (по Еберкромбију)

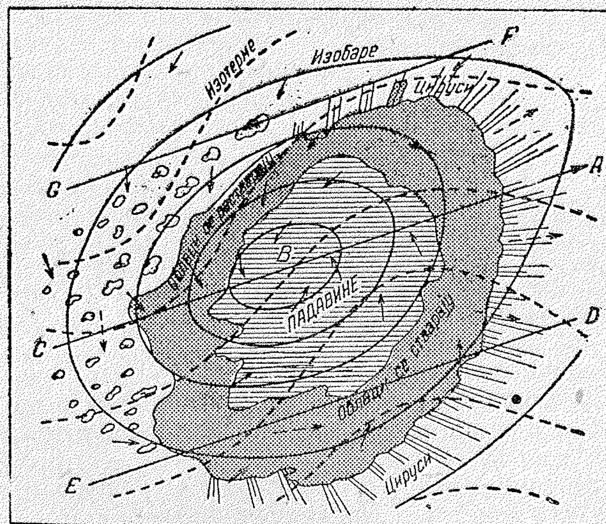
Овој шеми би се могло једино замерити, што показује врло благе прелазе. Стварно се, међутим, у депресијама појаве изненадне промене од једног у друго временско стање, а те нагле промене, ти дисконтинуитети, важни су у модерној теорији, која ће се доцније изложити.

Депресије показују и годишње промене у своме обележју. Зими су чешће, дубље и интензивније, него лети; стога је зими доста већа и честина олуја. Облаци су зими обично неодређеног облика, а падавине, и ако дуготрајне, често се јављају у виду слабе кише или сипљења. Лети су, напротив, облици облака изразити, чести су кумулонимбуси са обилном кишом у јаким пљусковима на махове. У истом годишњем добу, плитке депресије теже да се споро крећу или зауставе, те тада чешће настану непогоде изнад копнених површина.

Слика 124 приказује, такође, предео ниског притиска са изобарама и изотермама изнад земљине површине, правцима ветрова (приземни су означени пуним, високи, испрекиданим линијама) и општом расподелом облач-

ности и падавина. Изобаре су уцртане за сваких 5 мм и то пуним линијама, а изотерме одговарају разликама од по 5° и означене су испрекиданим линијама. Из слике се види да се облаци стварају углавном на десној половини депресије, док се на левој страни растварају. И падавина је највише на десној, па и на предњој страни; на задњој страни их има на веома малом простору.

197. **Промена времена у неком месту при пролазу депресије.** — При унапредном кретању барометарске депресије према истоку-североистоку, рецимо брзином од 50 километара на час или 1200 километара на дан, заједно се креће са њом и цео систем ветрова са свима временским стањима у тој творевини. Она су отприлике оваква (слика 124): Облаци се стварају на предњој половини депресије, углавном стратокумулуси и густи нимбостратуси, који покрију готово цео видик. Температура је прилично висока, ветрови су осредње јачине и дувају са јужног квадранта, доносећи собом много водене паре. Из облака падају јаке и дуготрајне кише или снег, одн. суснежица. На задњој половини преовлађују ветрови са виших ширина, дакле са северног квадранта, и стога снижавају температуру. Ако је депресија дубоко у копну, ветар доноси сасвим мало водене паре, те су услови за кондензацију неповољни; облачност је смањена, стратокумулуси се растварају и ишчезавају, а остају само кумулуси. Ако има кише или снега, падају само на махове и нагло, у великој количини. Ветрови су веома јаки и уопште хладни. Какве ће се промене збивати при пролазу депресије изнад неког места, зависи од тога који део од те творевине прелази изнад њега, да ли средишни, јужни или северни.



Слика 124. — Правци ветрова и временска стања у области баромерске депресије

Ако средиште депресије, при њеном унапредном кретању, пролази кроз посматрачево место, правцем ABC, догађају се овакве промене од времена њеног ближења: На небу се појаве цируси, а ваздушни притисак се почне споро смањивати. Нешто доцније долазе циростратуси. Са ближењем језгра, барометар се све брже спушта, облаци постају све гушћи, почне падати јака и дуготрајна киша.

Ветар дува стално са југоистока, али му се снага постепено повећава и тек кад се средиште сасвим приближи посматрачевом месту, ветар нагло ослаби. Од тог тренутка наступе нагле и велике промене. Барометар почне да се нагло диже, изненадно духне жесток северозападни ветар,

дакле из супротна правца, а последица тога је јако снижавање температуре. Брзина ветра се постепено смањује, интензитет кише нагло слаби, облаци се растварају; киша доцније престане, ишчезну и последњи облаци, време се сасвим разведри.

Депресије пролазе већином северније од нас, стога је тај случај за нас најважнији. Тада се депресија креће изнад посматрачева места правцем DE, а временске су промене овакве: На западу или северозападу се најпре појаве влакнасти цируси, ветар скрене из свога правца и дува са југоистока, а жива у барометру се спушта. То се наставља и даље, али се све више образује циростратус, доцније и алтостратус, а и ветар постепено мења правац; полако се окреће и дува са југа, југо-југозапада, југозапада. Киша почне овда онда падати из алтостратуса, затим све постојаније, трајући неколико часова, све до пролаза барометарског минимума. Тада југозападни ветар скрене нагло надесно, дува са запада у жестоким ударима, а падавине достигну максимум. Затим киша изненадно престане, облаци се почну растварати, те прво преовлађују кумулонимбуси, доцније кумулуси. Али се нагло мења и временско стање. У кратким размацима се смењује ведро небо са густим облацима и плахим кишама, које падају на махове, као пљусак. Температура се постепено снижава, јер ветар све више дува са северозапада, киша је све краћа и ређа, а време се све више разведрава.

Када средиште депресије пролази јужно од посматрачевог места, тј. кад изнад њега пролази правцем FG, промене у временском стању су сасвим другачије, али незнатније него у прошлом случају. Жива у барометру се доста споро спушта, на југозападу се прво појаве цируси, за њима циростратуси, а доцније још гушћи облаци, испод којих се ређе стварају дебели нимбостратуси. Ветар прво дува са југоистока, затим са истока, а доцније са североистока. Кад језгро депресије пређе изнад посматрачевог места, облаци се одржавају још неко време, али се постепено растварају, а жива у барометру се пење. Ветар и даље мења свој правац, дува са севера, затим са северозапада, те је температура стално испод нормале. У вези са овим условима настају постепене промене од тмурог кишовитог времена на предњој, према прохладном, ведром и пљусковитом времену на задњој страни депресије. Падавине су сразмерно ретке, а када их има, ограничене су на мале просторе.

198. **Жлеб нискoг притиска или V-депресија.** — Ако се неки огранак барометарског минимума увуче међу делове вишег притиска, такав изобарски облик је сличан језику и зове се жлеб ниског притиска или V-депресија. Овим је именом назван стога што личи на латинско слово V. Жлеб се може сматрати као ублажена споредна депресија, јер је обично избочен са велике и удаљене депресије. Врх жлеба је често оштар, тако да се ветар изненадно окрене за 90° до 180°. Оса се већином пружа правцем север-југ, а врх је обично управљен према полутару. Ветар на северној полукугли дува, при таквој расподели притиска, са југа до југозапада на предњој, тј. источној страни, а са севера до северозапада на задњој страни; ту дува, дакле, готово из супротног правца. Ветрови и временско стање на источној страни жлеба имају исто обележје као депресија на својој десној страни. Облаци се, при ближењу V-депресије, јављају истим редом Ci, Cs, As, Ns, киша пада из два последња облака, док се жива у барометру спушта, до минимума

при пролазу средишта, а затим се постепено диже. На задњој страни жлеба се, при прохладном северозападном ветру, појаве кумулуси или кумулонимбус са пљусковима, настане разведравање и добра видљивост. Дуж бразде најнижег притиска владају udари ветра и олује. То је хладни фронт Бјеркнеса (параграф 211). Када је жлеб оштар, он се креће брзином и правцем градијентског ветра на својој задњој страни (параграф 162).

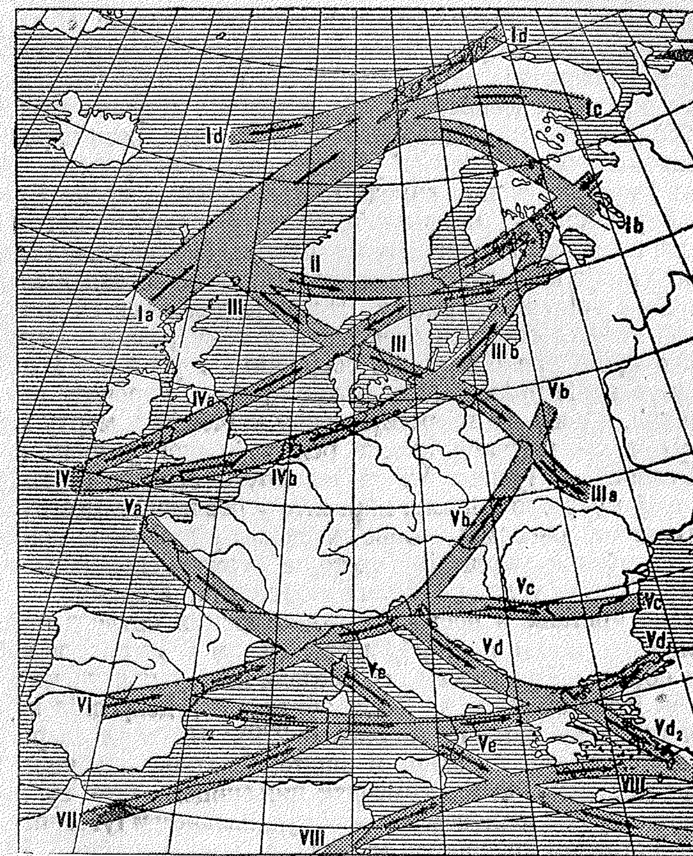
199. **Споредна депресија.** — Споредна, секундарна или делимична депресија је мали предео нискоɡ притиска око периферије велике главне депресије. Ако се потпуно развије, има сопствен систем затворених изобара, али се обично јавља као испупчење на изобарама главне депресије. Такви типови споредне депресије виде се у слици 117 (стр. 369), где су развијени од Ђеновског Залива до Сицилије. Споредне депресије се нарочито развијају на југоисточној и западној ивици великих депресија, које се крећу од Атлатнског Океана преко северозападне Европе. Оне имају своје кружење, а уједно учествују и у општем кретању система као целине.

Споредне депресије, које се појаве на југоисточној страни великих депресија, ретко кад имају већег значаја, али су често легло непогода у топлијем делу године, а у Сједињеним Државама легло страшних торнеда (параграф 235). Напротив, оне споредне депресије, које ненадно настану на западној страни великих депресија, изграде се чешће у потпуне вртлоге, који проузрокују жестоке олује и веома се брзо крећу унапред. То су низови или фамилије депресија (параграф 218). И споредне депресије имају слично временско стање као обичне депресије, облаке и падавине, само је оно често интензивније са јачим ветровима, обилнијом кишом, изразитијим смањивањем и повећањем притиска за време својих пролаза.

У случајевима када се главна депресија испуњује, може да се споредна удубљује, тако да ова влада целим системом. Споредна депресија може, при оваквим околностима, уништити велику депресију или је толико надјачати да од ње остане само плитак простор притиска; овај се, у изобарама раније споредне депресије, покаже као велико испупчење. Иначе је, у међупростору између споредне и главне депресије, сасвим незнатан барометарски градијент, тако да ту владају промењливи и слаби ветрови, док је на противној страни споредне депресије градијент често доста велики. Ту, дакле, може доћи и до јаче олује.

200. **Путање барометарских депресија и брзина њиховог кретања.** — При упоређивању узастопних синоптичких карата се утврдило да депресије ретко кад остају на истом месту, да су стационарне; оне се најчешће крећу одређеним правцем и са неједнаком брзином. Треба споменути да, при томе, често настају и промене у њиховом временском стању, као и у њиховом облику, али већином незнатније. Најважније је, међутим, да се депресије крећу веома неправилно, кадикад изванредно кривудавим путем и у свима могућим правцима. Ипак, већина од њих има неке заједничке црте, које се огледају у тежњи за кретањем од западног према источном квадранту на земљиној површини. Поред тога се утврдило да се прилично велики број депресија креће једним, други другим правцем, сасвим другачијим од првог. Кепен, ван Бебер, Рикачев, Вајкман и други метеоролози су статистичким испитивањима одредили просечне путање барометарских депресија на Атлантском Океану и у Европи.

Готово све депресије долазе у Европу са Атлантског Океана. До њега, опет, долази највећи број из Северне Америке, отприлике источно од Стеновитих Планина, нарочито између 40° и 50° сев. шир. Од источне обале Америке, највише депресија се креће на североисток, према Гренланду, Исланду, Шетлендским Острвима; мањи део иде даље на исток, према Великој Британији или према Бискајском Заливу. Тим путевима доспевају барометарске депресије на европско копно.



Слика. 125. — Путање депресија изнад Европе и Средоземног Мора у средњим годишњим правцима (по ван Беберу, Вајкману и другима)

Слика 125 показује главне путање којима се депресије крећу изнад европског копна. Ширина појединих путања одговара честини депресија које њом пролазе. Као што се види, депресије се претежно крећу изнад великих морских површина, а избегавају копно; нарочито обилазе планинске крајеве. Код праваца кретања циклона углавном преовлађује ка северу управљена компонента. Ипак су неке путање управљене према истоку-југоистоку или према југоистоку.

Депресије се крећу путањом I поглавито ујесен и зими, а путање II и III се, такође, претежно употребљавају у хладнијем годишњем добу. То вреди и за путању Va, којом депресије пролазе најчешће од октобра до јануара и у априлу, за две путање Vd, којима највише иду од октобра до априла, као и за путању Ve, која се обично употребљава од децембра до маја, нарочито у раном пролећу, од марта до априла. Путања IV је, напротив, најчешће посећена лети и ујесен, док се путања Vb особито много употребљује у пролеће и лети.

За наше крајеве долазе у обзир нарочито ове путање: Путања IV, која је прилично важна за расподелу падавина у најсевернијим крајевима Словеније, јер је депресије највише употребе у два најтоплија месеца. Путањом Va крећу се депресије које утичу на плувиометриски режим (параграф 139) северног Јадрана и околних крајева, и то нарочито у прелазним годишњим добима, у позној јесени и средином пролећа. Путања Vb полази из Ријечког Залива и води на североисток, преко Братиславе и Кракова ка Варшави, док путања Vc води право на исток долинама Саве и Дунава, па излази на Црно Море. Депресије, које узму те две путање, имају знатна утицаја на годишњи ток падавина у северозападним, северним и североисточним крајевима државе. Њима је условљен главни максимум кише у раном лету, а споредни максимум у току јесени. Депресије које се прогресивно крећу преко морских површина, путањама Vd, Vd_1 и Ve, важне су за наше приморске и јужне крајеве, нарочито оне на двема првим путањама. Овима се депресије крећу најчешће у марту и новембру, те највише утичу на плувиометриски режим јужног Јадрана и јужнијих крајева Македоније. Путања Ve је, са друге стране, највише заузета депресијама од јануара до априла, нарочито у последњем месецу, па делом условљава годишњу расподелу кише на целом јадранском приморју. На местима где се путање укрштају, често се опажа успоравање или застајање депресија. Такви услови настану кадикад на Јадрану.

Унапредно кретање и постојање атмосферских вртлога потпомогнуто је или задржавано раније постојећом расподелом температуре и притиска; тиме се може објаснити и то, зашто се предели ниског пристиска радо крећу истом путањом један за другим. То се збива и код депресија на умереном појасу и код тропских циклона (параграф 229). Кретање депресија према источном квадранту, које одговара и општем кретању ваздушних маса на вишим ширинама, може се протумачити чињеницом, што су најјачи ветрови код депресија на њиховом задњем, тј. западном и југозападном делу, најслабији на источном квадранту, као што се види из слике 117 (стр. 369). Правци ветрова се, осим тога, подударају на задњем делу депресије од земљине површине до знатних висина, док се на предњој страни разилазе, што показује слика 124 (стр. 374).

Ван Бебер је, на основу свог богатог искуства о правцу кретања депресија и чинилаца који утичу на то, поставио неколико правила, а исто су учинили и многи други. Крајем прошлог века се, међутим, сазнало да су за унапредна кретања депресија важни и метеоролошки услови у високој атмосфери. Амерички Везер Бјуро је, из тог разлога, почео да издаје синоптичке карте и за нивое од 1070 и 3050 м, при чему се дошло до важних закључака: 1) да је правац депресионих путања углавном условљен расподелом ваздушног притиска на висини; 2) да брзина кретања депресије зависи од расподеле изобара на висини, јер ако су оне ближе, биће градијенти већи, и депресија се брже креће, него у супротном случају; 3) претсказивање кише је сигурније помоћу расподеле изобара на висини, него у приземним ваздушним слојевима. Хеселберг је, 1913, помоћу кретања цируса у Норвешкој, поставио и друга важна емпириска правила. Гилбер је нешто раније, 1909, поставио такође корисна правила, према сразмери јачине ветра и постојећег барског градијента, којима се може, вероватно, претсказати и то да ли ће се депресија удубљивати или испуњавати. Најзад се правила Ј. Бјеркнеса, Солберга и Палмена, постављена 1922—1926, могу формулисати као једно правило: Депресија се креће правцем изобара на њеном најтоплијем делу.

Поред разлика у путањама барометарских депресија, има знатних разлика и у брзини њиховог унапредног кретања. Ова се мења до максимума од приближно 140 км/час. Те вредности су, обично, знатно мање. Депресије се нарочито брзо крећу у Северној Америци и на северном делу Тихог Океана, око Јапана, доста спорије на северном делу Атлантског Океана и у Западној Европи, док се њихова брзина кретања прилично повећа у европском делу СССР. Све то показује таблица 54.

Таблица 54. — Средња брзина кретања депресија по својој путањи, у км/час

годишње доба	Сједињ. Државе	Северни Атлантик	Западна Европа	европски део СССР	Јапан	Берингово Море
зима	56	29	29	39	45	31
пролеће	44	30	26	33	40	30
лето	39	27	24	29	28	37
јесен	44	29	31	36	38	33
година	46	29	27	34	38	33

По овим се вредностима види да се депресије крећу просечном брзином умереног до олујног ветра. Али су свугде, са изузетком Берингова Мора, донекле и Северног Атлантика, брзине кретања депресија зими доста веће, него лети. Те неједнакости су последица општих услова атмосферске циркулације у разним годишњим добима.

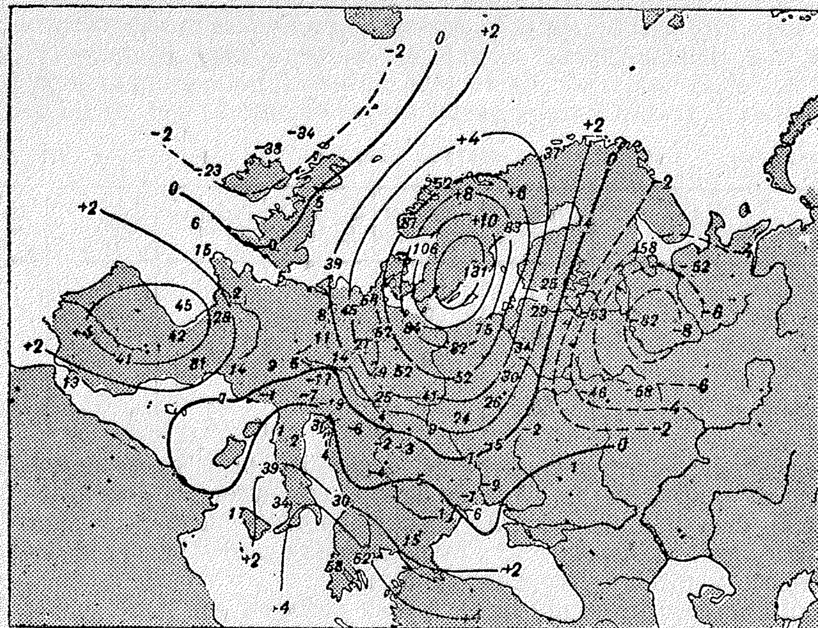
Код кретања депресија има и неких особености. Мале депресије се, већином, крећу брже; велике депресије успоре своје кретање, нарочито ако се почну испуњавати. Осим тога, оне се крећу кроз континенталне крајеве тим спорије, што се дуже одржавају. Тако су код депресија у СССР брзине њиховог унапредног кретања

првог дана	другог дана	трећег дана	четвртог дана
39	32	29	24 км/час.

Те брзине вреде, по Срезњевском, за случајеве да се дубина депресија не мења. Депресије се, међутим, према унутрашњости већином све више испуњавају, те им је стварна брзина кретања још доста мања од наведених. Лети се, напротив, депресије у СССР удубљују, брзо се крећу својом путањом, продру дубоко у континенат и ту изненада ишчезну. На-

послетку је брзина код депресија у Сједињеним Државама највећа у правцу њиховог најчешћег кретања на североисток, просечно 51 км/час, а најмања је при најређим правцима кретања депресија према западу, 22 км/час, и према југозападу, 23 км/час.

201. **Изалобаре.** — Поред стварних депресија и антициклона, изражених разним вредностима изобара, уцртавају се у синоптичке карте и *барометарске тенденције*. То су разлике у ваздушном притиску истога места и у истом часу од једног до другог дана, или у три последња часа пре посматрања, које се употребљавају у синоптичкој служби. Ове се разлике изводе по опажањима барометра, рецимо у 4 и 7 часова. Места са истим разликама притиска повежу се системом кривих линија, које се зову *изалобаре*, тј. линије истих промена у ваздушном притиску. Позитивне промене у притиску у тој карти означују *пределе*



Слика 126. — Карта изалобара за 5 мај 1912

пењања (мисли се на барометар), а области супротних промена су *предели падања*. Али се линије истих промена могу извлачити тек пошто се претходно, бар приближно, ограниче ваздушне масе и предели падавина. Јер, у барометарским тенденцијама, које су одређене у разним местима, има често погрешака и нескладности, и по бројним вредностима и по знаку. Тек кад се изоставе отступајуће величине, и кад се одреде наведена ограничења, моћи ће се јасније истаћи главни предели пењања и падања. Једна од многобројних кривих пролази кроз места без икакве промене у притиску; та изалобара је означена вредношћу нуле.

Изалобарске карте се корисно употребљују за претсказивање времена већ преко 75 година, јер би се депресија, теориски, требала да креће правцем највећих негативних промена у притиску.

Ако се изалобаре нацртају према променама притиска у истом часу од једног до другог дана, видеће се да имају прилично правилне елиптичне облике, сличне изобарама. То показује слика 126, која даје карту изалобара од 4 до 5 маја 1912. У њој се разликују две простране области: западна са позитивним променама у притиску и источна са негативним променама. Изнад Велике Британије и Атлантског Океана развијен је и други предео падања. У овим пределима падања струји топао ветар са нижих ширина, док у пределу пењања владају ваздушна кретања са хладнијих виших ширина. Сви ови се, обично, брже премештају од депресија, одн. антициклона. Значајно је да се предео падања кадикад одвоји од депресије и даље се креће самостално. Циклонско обележје предела падања истиче се тиме, што се при његовом пролазу наоблачи и што пада киша. Напротив, у пределу пењања се разведрава и настаје лепо, суво време.

202. **Најезде хладноће и топлоте.** — На слици 117 се види да на предњем делу депресије дувају ветрови са нижих ширина, укратко да су то тропске ваздушне масе са вишом температуром, повећаном влажношћу ваздуха и облачношћу, док на задњој страни владају ветрови готово из супротног правца. То су хладне, поларне масе ваздуха, које проузрокују смањивање влажности и растварање облака. Слика 118 показује и разлику у температури тих ваздушних маса у слоју од 9 км висине. Разлике у температури између разних делова депресије особито се повећавају у унутрашњости великих континената. Те хладне ваздушне масе са севера и северозапада могу имати велики привредни значај, ако се прошире далеко на југ. То се осећа нарочито у Северној Америци, где нема високих планина које се пружају правцем упоредника. То је узрок што хладне ваздушне масе ту продиру до јужних делова Сједињених Држава, са полутропским биљкама, и наносе огромну штету.

Екснер је теориски разматрао распрострањење хладног ваздуха под упрошћеним претпоставкама. При томе је дошао до закључка да је брзина распрострањења тим већа, што хладна ваздушна маса допире до веће висине, пошто тада енергија кретања буде изравната губитком потенцијалне енергије при спљашњавању хладне ваздушне масе.

Срезњевски је ове услове први испитивао у СССР и доказао је да хладан ваздух продире од Нове Земље преко Централне Азије све до најсевернијег дела Индије. Та продирања или најезде хладних или топлих ваздушних маса зову се и *хладни* одн. *топли таласи*, али само уз ограду, јер се последњи не шире на исти начин као хладан ваздух. Најопширније студије о њима дао је *Фикер*. Он је испитао све случајеве у СССР, при којима су, током 24 часа, настале промене у температури бар од 10°, било да се смањила или повећала. Ове су најчешће у Сибиру, између Северног Леденог Мора, упоредника 50° сев. шир., Урала и реке Лене. Што је положај јужнији, тим су најезде топлоте ређе према најездама хладноће.

Најезде топлоте су нарочито зимске појаве, са приближно 70% од свих случајева, док су лети изванредно ретке. Другачије је код најезди хладноће. И оне су најчешће зими, али просечно са 45%, а подједнаку честину имају у пролеће и у јесен, 25% одн. 21 %. Што је положај јужнији, тим чешће су јаке најезде хладноће у топлијим годишњим добима.

Најезде топлоте проузроковане су претежно јужним и западним ветровима. Али су близу обале Тихог Океана често опажане и при ветру

са севера. Најезде хладноће су, напротив, изазване поглавито северним и западним ветровима; ове појаве су, у североисточном Сибиру, нарочито честе при тишинама. У ивичним крајевима су велика снижавања температуре проузрокована донашањем хладног ваздуха из јако расхлађених предела, док су у североисточном Сибиру најчешће изазвана дејством интензивног израчивања.

При јаким најездама топлоте настаје свугде повећање облачности, а при њима има и падавина. Најезде хладноће, напротив, изазивају зими смањивање, а у осталим годишњим добима повећање облачности.

Извориштна област хладних таласа је Северно Ледено Море, између Архангелска и ушћа Оба, док азијатско језгро хладноће (параграф 62) нема никаква значаја. Одатле се шире нарочито према југу и југоистоку, где се могу пратити до Тихог Океана. Највећи број хладних таласа слаби нагло према западу, али се ипак кадикад прошире до Атлантског Океана и до Средоземног Мора. Хладан ваздух се од извориштне области углавном распростире више у јужном, а доцније више у источном правцу. Просечна брзина распростирања је код првог правца око 20 км/час, код другог, 30 км/час.

Топли таласи су утолико у тесној вези са хладним таласима, што сваком од првих претходи и следује хладни талас. Неки од топлих таласа могу се пратити до пола хладноће и у кратком времену проузрокују изванредно јако загревање, до 40° у току 24 часа. Они се шире брзином око 30 км/час, полазећи поглавито са југозапада.

Надирање хладног таласа према нижим ширинама први је ступањ у образовању депресије, јер — као накнада за струјање хладних ваздушних маса према југу — настаје појачано притицање топлијег ваздуха са југа на источној страни хладног таласа; ово притицање ваздуха, као топли талас, продире у првобитно хладан предео.

II. Антициклон и са њим везани облици изобара

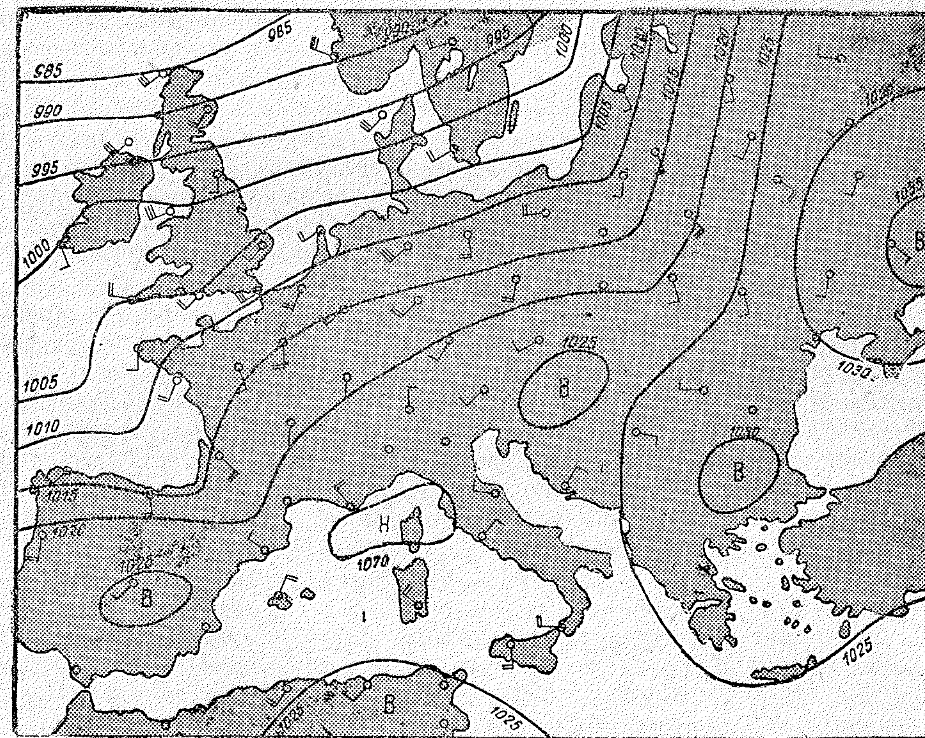
203. **Општи опис антициклона.** — Ваздушни притисак у антициклонима се смањује од средишта према ивицама, а кретање приземних ваздушних маса у њима је антициклонско, тј. у правцу кретања сказаљке (параграф 160), и то од средишта према периферији.

Облик антициклона је обично неправилан; често се не може правилно ни развити, ако се у сразмерно блиским крајевима појави мали број слабо развијених депресија или предела високог притиска. Такав облик антициклона показује слика 127, у којој су над Шпанијом, Панонском Низијом и Алжиром споредни предели високог притиска, а над Лигурским Морем неизразита депресија. Правилно развијени антициклони имају, обично, елиптичан или јајаст облик, као и депресије. Велика оса код европских антициклона пружа се, углавном, од запада-југозапада према истоку-североистоку. Сразмера између велике и мале осе је скоро иста као и код депресија (параграф 194).

У средишту потпуно развијеног антициклона је ваздушни притисак, сведен на средњи морски ниво, обично већи од 1030 мб (=772.5 мм). У великом пределу високог притиска, који је зими развијен над Сибиром, притисак се повремено повећа до 1050 мб (=787.6 мм). За антициклон са

веома великим притиском око средишта каже се да је интензиван; тај израз се не односи на барски градијент, као што је код депресије (параграф 194), него на стварни притисак у средишту. Барски градијент је, напротив, близу средишта антициклона незнатан; то значи да интензиван антициклон мора бити веома велики. Ове творевине покривају, у средњу руку, веће површине од депресија.

Изобаре су у антициклонима много разређеније, него у депресијама, што се може лако утврдити ако се упореде слика 117 и слика 127. По томе су доста мањи и барски градијенти, а у вези са њима су слабији и ветрови. Та релативно једнолика расподела ваздушног притиска је разлог, што је



Слика 127. — Синоптичка карта антициклона од 1 фебруара 1913, у 8 часова, у милибарима (В = висок, Н = низак притисак)

стварно средиште антициклона неодређено. Типична појава код антициклона су слаби ветрови. Ваздушна кретања су, у централним деловима, често смањена на минимум; доста су честе тишине, или слаби ветрови из различитих праваца, као што су на југоисточној половини слике 127 са неколико локалних предела високог и ниског притиска.

Услед незнатних разлика у притиску, услед спорих ваздушних кретања и прилично незнатних скретања од градијента, у средишним деловима антициклона се доста јасно испоље локални утицаји. Локалне климатске особености неких крајева увек се јаче истичу при антициклонском, него при циклонском временском стању.

Пошто код антициклона има више затворених изобара (сл. 127), и пошто приземне ваздушне масе стално струје од средишта према периферији мораће ваздушне масе са висине да се спуштају, у циљу успостављања атмосферске равнотеже. Шо је проценио да је, код великог антициклона, брзина силазног кретања око 100 метара на дан. Поред тога, силазни ваздух се динамички загрева, те у области антициклона ретко има падавина.

Отицање ваздуха у пределу високог притиска није свугде равномерно. Најбрже отицање ваздушних маса је на предњој страни антициклона, где је скретање правца ветра од градијента највеће; најспорије отицање се, напротив, опажа на задњој страни, где је угао скретања најмањи. Тако је, у Средњој Европи, просечно скретање ветра на североисточном ссектору 67°, на западном, 43°, док је средња годишња брзина ветра на источном квадранту 7.1 м/сек до висине од 2 км, 10.4 м/сек на висини од 2 до 4 км, а одговарајуће брзине за западни квадрант су 5.9 одн. 6.4 м/сек.

Изглед струјања у антициклону је, ипак, знатно једноставнији, него код депресије. Линије струја у пределу високог притиска показују, обично, једноставну слику тачке дивергенције, чије је средиште у језгру антициклона, или линију дивергенције (параграф 154). Силазно кретање ваздуха је у вези са овима.

У супротности са пределом ниског притиска, у коме је температура нормално ниска, ова је у пределу високог притиска изнад просечне вредности до знатне висине. Зими је антициклон до висине од 9 км топлији од депресије за 4.2°, а лети за 2.4°. На већој висини је хладнији од депресије, нарочито лети, као што се види из података у таблици 53. Узрок тим разликама у топлотном стању ових творевина у троцосфери поменут је у параграфу 195. У антициклону преовлађују силазна кретања ваздушних маса, при чему настаје динамичко загревање, тако да је овде просечан вертикални градијент температуре доста већи, него у депресији. Иначе је антициклон, у слоју од 9 км висине, на својој северозападној половини просечно за 3.4° топлији, него на југоисточној половини, услед различитих ваздушних маса на његовим појединим пољима.

Али и предели високих притисака имају на висини цируса готово исти распоред ваздушног притиска, као што је у депресијама, тј. да се изобаре на висини око 9 км пружају углавном правцем од запада према истоку, јер се тим правцем, отприлике, крећу цируси изнад антициклона.

Новија испитивања су показала да сви антициклони не настају на исти начин. Разликују се две врсте: динамички предели високих притисака, који допиру у стратосферу и у тропосфери су топли, у стратосфери хладни, и термички антициклони, проузроковани било нижом температуром, него у околини, или који су угнездени у нижу тропосферу као плитке творевине. Важан азорски максимум, један од делотворних центара атмосфере, динамички је предео високог притиска; те творевине су тим постојаније, што допиру до веће висине и што се спорије премештају. Оне се одликују тиме, што настале поремећаје у расподели притиска повлаче собом око целе периферије. Такви се поремећаји могу одржати седмицама и тада знатно упливишу на време у даљој околини, на пр. изазову прохладно лето са чешћим кишама. Термички предео високог притиска развијен је, на пример, зими у унутрашњости Азије. У томе добу лежи под том атмосферском творевином највећи северни део СССР; то је област у којој се ствара континентални поларни ваздух.

204. **Честина, правац и брзина кретања антициклона.** — Предели високог притиска најчешћи су и најразвијенији у хладнијим месецима, од новембра до марта, нарочито у децембру и јануару. То је разлог што су утицаји антициклона на временско стање много знатнији зими, него у осталим годишњим добима, а особито лећњем.

Средишта барометарских максима се премештају исто онако као и код барометарских минима, али је, код првих, унапредно кретање спорије, много неправилније, а теже се може правац кретања и одредити, јер је положај средишта високог притиска често не само неодређен, него могу истодобно постојати више од њих. Антициклони над Европом се крећу у свима правцима, али најчешће према истоку и југоистоку. На та два правца долази 67% од свих праваца њиховог унапредног кретања. Просечни правац је исток-југоисток. Зими се антициклони крећу нешто мало јужнијим правцем, лети доста севернијим; тада је просечни правац према истоку-североистоку. Зими се, међутим, најчешће крећу према оном правцу, у коме се температура највише снижава. Поред тога, највећи број европских антициклона развија се над самим континентом; то су термички антициклони.

Брзина унапредног кретања код антициклона је мања, него код депресија (таблица 54), али је у Сједињеним Државама просечно за 10 км/час већа, него у Европи. Поред тога, антициклони се над Сједињеним Државама зими крећу доста брже, него лети, док су код европских разлике у појединим годишњим добима незнатне, као што показује следећа таблица:

годишње доба	зима	пролеће	лето	јесен	година
Сједињене Државе	39	37	32	36	36 км/час
Европа	24	26	26	26	25

По упоређењу ових података са онима из таблице 54 може се закључити да зимске депресије и антициклони над Сједињеним Државама доста брзо следују једни другима, а над Европом се то догађа ређе, нарочито зими. Антициклони су над Европом постојанији; доста се споро крећу или, чак, више дана остају на истом месту, на пример у Западној Европи. Предео високог притиска се може повећавати или смањивати, изобаре могу доста мењати свој облик од једног до другог дана, али се из узастопних синоптичких карата не види неко јасније премештање ове творевине. Кадикад се, изнад неке земље, може задржати по неколико седмица, и тада се време готово не мења. То вреди нарочито за места око средишног дела антициклона. Места при његовим ивицама су, напротив, под утицајем околних депресија, које круже око антициклона, остављајући га удесно, али га битно не мењају.

205. **Временско стање у антициклону.** — Предео високог притиска са силазним атмосферским кретањима има типичан облик изобара за ведро и суво време са слабим ветровима. Кад је антициклон развијен изнад Средње Европе, време добије обележје постојаности. Термички услови су непосредно зависни од јачине сунчева зрачења, особито ако је притисак веома висок у целој овој творевини. Такво временско стање има тежњу да се дуго одржава, и што је време постојаније, тим је ова тежња изразитија. Али је погрешно мишљење да је, при високом притиску, време увек лепо.

Оно је обично такво, али је кадикад и другачије. Антициклони се могу поделити у две врсте и по временском стању. Једна се одликује ведрим, друга облачним временом. Прва је врста чешћа лети, а друга зими.

З и м и је, при антициклонској расподели ваздушног притиска, време овакво: Притисак је висок изнад веома пространог предела. Ако је земљина површина под снегом, притисак се још више повећа, јер снег утиче на смањивање ваздушне температуре. Ветрови су уопште слаби, ваздух је прилично сув, а време ведро. Пошто су ноћи знатно дуже од дана, израчивање је интензивније од сунчевог зрачења и температура се снижава од дана до дана. Тиме се, међутим, повећава стабилност ваздушних слојева, па и постојаност антициклона. Али, како у приземним слојевима има увек водене паре, наступиће лако кондензација у једном од ноћних часова и образоваће се ниска магла, изазвана израчивањем. То су раније поменуте радијационе магле (параграф 109). Поред тога влада и дуготрајни мраз. Загревање земљине површине сунчевим зрачењем често растури маглу пре подне; али се магла чешће одржава у току целог дана и тада се температура сасвим слабо повећа и у подне, при сунчевој кулминацији.

Услед силазних ваздушних кретања, честице ваздуха се динамички загревају и обично на одређеној висини постану топлије од нижег ваздушног слоја. Тиме се образује инверзиони слој, испод кога се створе облаци, а то је друга врста времена у антициклону. Време може бити тмуро, хладно, магловито или сумагличасто по неколико дана, а у унутрашњости континената чак и више седмица. Изнад сразмерно танког облачног слоја, Сунце несметано сија и температура ваздуха је за неколико степена виша, него при земљиној површини.

Л е т и је сасвим другачији временски тип при антициклонској расподели притиска. Време је ведро при почетку оваквог стања. Али је, услед ведрине, интензитет сунчевог зрачења појачан, а услед знатно веће дужине дана према ноћи, зрачење је дуготрајније. Стога се температура од дана до дана повећава и ваздух постаје све топлији, нарочито у приземним слојевима. То значи да у атмосфери постоји лабилно стање равнотеже, услед кога настаје узлазно кретање ваздушних маса, на одређеној висини почиње кондензација водене паре, образовање кумулуса и кумулонимбуса. У одређеном тренутку може почети олуја, а из облака падати јака киша, кадикад праћена градом. Али је прегрејаност ваздуха у неком делу антициклона већином локалне природе, па је и образовање локалне мале депресије такође ограничено на сразмерно незнатан простор.

Иначе се, при ведром небу, температура у летњим дневним часовима знатно повећа, у току ноћи веома снизи, а последица тога су велика дневна колебања температуре. Ноћу се могу образовати сумаглице, ређе магла у приземном ваздушном слоју, али ишчезну набрзо после сунчева излаза. Видљивост је дању понекад само умерена, услед нагомилавања чађавине (параграф 109) испод температурне инверзије.

По овом излагању се види да су зимски антициклони сами по себи постојани и могу се дуго одржавати, док то не вреди за летње антициклоне. Они, од почетне стабилности, постепено прелазе у лабилно стање равнотеже, и требало би да ишчезну после прве непогоде. Обично се одржавају још неко време, са понављаним стварањем малих локалних депресија, које су праћене непогодом или олујом. Изгледа да су, у овом случају, више динамичке, него термичке природе, и да су у вези са општим ваздушним кружењем.

206. **Клин високог притиска.** — Клином високог притиска се зове огранак предела високог притиска који се увуче у периферни предео ниског притиска, у виду краћег или дужег језика. Клин је, по своме облику и временском стању, донекле супротност од жлеба или V-депресије. Обично лежи између две депресије на супротним странама од клина. Врх клина је већином управљен према северу на северној, а према југу на јужној полукугли. Клин високог притиска је предео разведравања, које нагло следује ружним временима, и наговештава приближавање нове депресије. По природи изобара, клин је предео дивергенције ветрова. Та дивергенција, међутим, има за последицу силазна кретања ваздуха из високих слојева атмосфере, а настало загревање ваздуха при томе је вероватни узрок растварања облака и проведравања.

Разлика у времену предње и задње стране клина је незнатнија, него код жлеба ниског притиска. Ветрови на источној одн. предњој страни клина на северној полукугли дувају са северозапада, око средишта су слаби и променљиви, а на западној одн. задњој страни јављају се југозападни и јужни ветрови. Време је стога обично ведро на предњем и средишном делу клина високог притиска, али се доста нагло погоршава на задњој страни, према следећој депресији. Ту влада мутно и кишовито време. Видљивост је обично добра унутар клина, али ако је он широк, могу се у средишном пределу, са слабим и променљивим ветровима и са ведрим небом, појавити магле, а зими и мраз. Промена у правцу ветра дуж осе клина је увек постепена, у супротности са наглом променом која се, кадикад, појави код жлеба.

Клинови високог притиска чешће се, и у већем броју, опажају близу великих депресионих путања, дакле чешће у Северној, него у Јужној и Средњој Европи.

207. **Седло високог притиска и праве изобаре.** — С е д л о в и с о к о г п р и т и с к а је таква расподела изобара која потсећа на нацрт планинског седла, ако се изобаре упореде са изохипсама. Такав положај се, у типичном облику, оцртава између два антициклона и две депресије, који се налазе у супротном положају једни према другима. Такво је седло, на пример, развијено на Средоземном Мору, између Грчке и Туниса, на слици 127 (стр. 383). Ваздушни притисак је на седлима обично расподељен једнолико, тако да су барски градијенти неодређени или врло незнатни, ветрови слаби, време тихо и мање више мутно. На седлима се, такође, сусрећу ветрови из разних изворишних области. Они се знатно разликују у температури и влажности, те се при сусрету делимично измешају, а настала кондензација водене паре даје повод за облаке, кише и локалне магле. Лети се устајани ваздух изнад копнене површине може јако загрејати, а последица тога су доста честе локалне непогоде, које се понављају све док се одржава таква расподела притиска. Седла високог притиска су главна легла летњих поподневних пљускова са електричним пражњењима. Иначе, седла претстављају лак пролаз за депресије између два антициклона; стога нису постојан облик у низу узастопних синоптичких карата.

П р а в е и з о б а р е се повремено пружају преко великих површина. Оне су, обично, спољашњи делови велике и удаљене депресије или

антициклона, а мање-више су праве услед њиховог великог полупречника кривине. Праве изобаре су нарочито важне за време у Средњој Европи, ако се пружају од севера на југ, и ако се расподела ваздушног притиска не мења много у току дужег времена. Временско стање, у таквом случају, зависи од тога да ли се предео високог притиска налази на западу или на истоку. Ако је први случај, ветрови дувају са северозапада и севера, доносећи хладно време са честим пљусковима снега или суснежице зими и у пролеће. У другом случају, када је висок притисак на истоку, постојаће велика разлика између зиме и лета, што се види из изотермних и изобарских карата за јануар и јули (слике 31, 32, 40 и 41). Тада владају јужни и југоисточни ветрови, али су зими на истоку знатно хладнији, него на западу, док је лети обратно. Јужна Европа може, у оба годишња доба, имати много кише, ако је предео ниског притиска на западу доста близак. Прилично праволиниски облик изобара развијен је у слици 117 (стр. 369) код две последње изобаре на западу, од Ирске ка северу, а исто тако у слици 127, источно од Ботнијског Залива.

Четврта глава

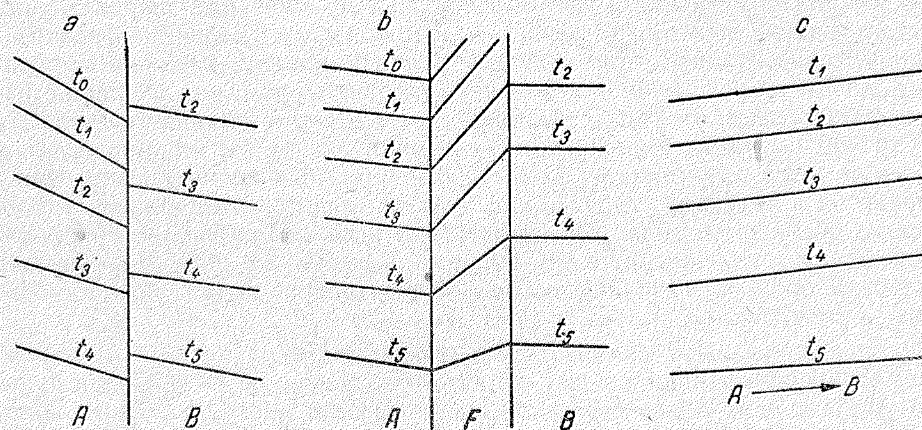
ТЕОРИЈА ПОЛАРНОГ ФРОНТА КОД ДЕПРЕСИЈА

208. **Појам фронта.** — На свима местима, где се две ваздушне масе различитих физичких особина приближавају, образује се нека граница, којом су раздвојене те ваздушне масе. То је раздвојна или гранична површина између ових ваздушних маса, стварно ужи или шири појас, који је В. Бјеркнес назвао именом фронта (чело). Дуж ових се опажају велика временска збивања на умереним ширинама, па је стога њихово испитивање важно за метеорологију. Величина фронтова, како у хоризонталном, тако и у вертикалном правцу, веома је променљива, као и њихова ширина. Уопште се фронт од земљине површине нагоре мора проширити бар до висине од 1 до 3 км, а дужина треба да му је бар 350 км да би имала неки синоптички значај. И ширина његовог појаса се мења отприлике од 5 до 80 км. Фронтови не могу имати мању ширину од 5 км услед турбуленције, која проузрокује мешање ваздушних маса на обема странама. Ако би ова била већа од приближно 80 км настали би, стварно, фронтални појасеви, у којима се дешава постепена промена физичких особина једне ваздушне масе према особинама друге (слика 128).

При проучавању склопа барометарске депресије често се показало да се раздвојна површина у њој, која одваја тропски од поларног ваздуха, продужује и даље изван ове депресије, прелазећи до друге. Таква површина, веома вијугавог облика, зове се поларни фронт. Начин на који настају велике провале поларног ваздуха још није довољно проучен, али се мисли да поларни фронт, дакле гранична површина између субполарних североисточних ветрова и преовлађујућих западних ветрова на нижим ширинама, делује као брана за притицање поларног ваздуха при нормалним условима. Пружање поларног фронта преко северне полукугле приказано је шематски, испрекиданом линијом унутар великог полукруга у слици 108. Такав начин ограничавања ваздушних маса са различитим особинама зове се теорија поларног фронта.

Норвешки метеоролози В. и Ј. Бјеркнес, отац и син, знатно су усавршили питање о постанку и развитку барометарских депресија својом теоријом поларног фронта, као и методу претсказивања времена помоћу ове теорије. Све даље излагање је у вези са овом теоријом, али је допуњавано и неким другим, ранијим назорима.

209. **Површине дисконтинуитета.** — При тачнијем проучавању ваздушних кретања се утврдило како се особености у неком пољу струјања (параграф 154) јављају на оним местима, на којима се додирују ваздушне масе различитог порекла, дакле топао и хладан ваздух. Те ваздушне масе задрже, при целом кретању, своје особине и даље, јер бивају — са обе стране — донашане стално нове масе ваздуха са још непромењеним особинама. Тако се постојеће разлике у температури, или влажности и облачности, одрже још дуже време готово непромењене. Ипак, када се ваздушне масе различитог порекла сасвим приближе једна другој, оне се не измешају потпуно, него су одвојене неким прелазним појасом, у коме се мешање збива спорије или брже. Тада се каже да између ове две ваздушне масе постоји д и с к о н т и н у и т е т или н е п о в е з а н о с т, а прелазни појас који раздваја те ваздушне масе је п о в р ш и н а д и с к о н т и н у и т е т а. С једне и друге стране постоји велика разлика у особинама ваздушних маса, дакле у температури, влажности итд. Површина дисконтинуитета је, такође, фронт. Али, из овог, што је мало пре изнесено, се види да је фронт стварна, физичка раздвојна површина, дуж које се јавља велика разлика у расподели читавог низа метеоролошких елемената. Подела атмосфере у синоптичкој карти у различите ваздушне масе приказује једноставно и прегледно распоређење општег временског стања; из



Слика 128. — Типови површина дисконтинуитета

њега се, уједно, истиче зашто разне ваздушне масе показују различите особине. Такав начин временске анализе има чисто физичко обележје; он је сложене природе, јер омогућава проучавање целог скупа метеоролошких елемената у њиховим међусобним везама приликом неког тренутног временског стања.

Слика 128a показује какви услови владају дуж фронта бескрајно мале ширине, дакле теориски потпуне п о в р ш и н е дисконтинуитета. Особине две различите ваздушне масе, рецимо њихове температуре, претстављене су изотермама t_0, t_1, ... t_5. Ове су различито постављене дуж површине дисконтинуитета. Изотерма t_2 у ваздушној маси *A* је постављена знатно даље од изотерме t_2 у маси *B*, док су изотерме t_3 одмакнуте знатно даље у обе ваздушне масе. На тај начин постоје врло велике разлике у температури дуж обе стране површине дисконтинуитета. Али, тако оштар дисконтинуитет у особинама ваздушних маса не може се никад догодити, услед дејства турбуленције.

Слика 128b приказује расподелу температуре каква би настала дуж поширег фронта *F*, отприлике 40 км широког. Ту се прелажење опажених температура у ваздушној маси *A* према онима у маси *B* догађа преко фронта *F*. Овде је температурни градијент на фронту много мањи, него у слици 128a, а и противност између две ваздушне масе је незнатнија. Разлика у температури између једне и друге стране фронта је, у овом случају, мала, око 2°—3°C, а и две ваздушне масе се не разликују много у својим особинама. Овакви услови владају обично лети, када су провале поларног ваздуха слабе.

Слика 128c претставља, најзад, услове какви би владали дуж општег прелазног појаса, без оштријих разлика у температури ваздушних маса *A* и *B*. Фронта уопште нема, него постоји једино општи појас мешања. Стога су прелази у температури масе *A* сасвим постепени према ваздушној маси *B*.

Слично се дешавају и промене у другим особинама ваздушних маса, влажности, правца ветра и осталих.

210. **Топли фронт и топли сектор.** — На предњој страни барометарске депресије, на њеном југоисточном сектору, дувају југозападни и западни ветрови. Та ваздушна маса, са јасно одређеном границом, која претставља линију конвергенције, стварна је површина дисконтинуитета. Б. Б j е р к н е с је њу назвао т о п л и м ф р о н т о м, а раније л и н и j о м к у р с а, јер повучена тангента од ове линије, код средишта депресије, пада у правац унапредног кретања те творевине (в. слику 135, стр. 399). Али, он топли фронт дефинише као пресечну линију п о в р ш и н е топлог фронта са земљином површином. По том би се ова површина дисконтинуитета требала да зове п о в р ш и н а т о п л о г ф р о н т а, али се обично назива скраћеним именом. Иначе се зове и п о в р ш и н а у с к л и з а в а њ а или у з и л а ж е њ а. Разлог томе је, што је топли и специфично лакши ваздух, при додиру са хладном ваздушном масом испред њега, присиљен да усклизава уз хладну масу. Тип овог фронта се одликује благим нагибом око 1 : 125 до 1 : 200. Угао нагиба површине било кога фронта α при праволиниском струјању две ваздушне масе са различитим топлотним стањем, и без убрзања, одговара следећој једначини М а р г у л е с а и Б j е р к н е с а:

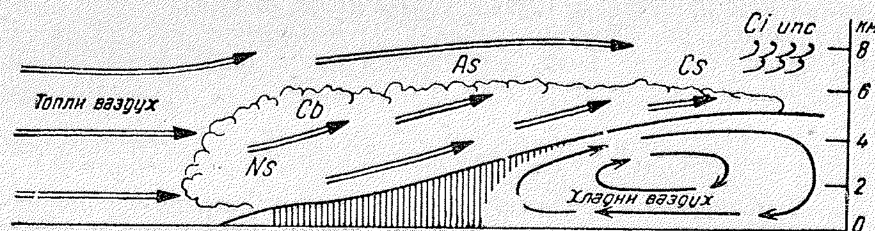
$$\operatorname{tang} \alpha = -\frac{2\omega \sin \varphi}{g} \cdot \frac{\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2}{\rho_1 - \rho_2} . \tag{116}$$

У њој је ω угаона брзина земљине ротације (= 7.25 × 10^{-5} цм/сек), φ географска ширина, *g* убрзање теже, ρ густина ваздуха, *v* брзина ваздушног кретања. Индексом 1 означена је доња, хладна, а индексом 2 горња, топла ваздушна маса. Ако се, место густине ваздуха, унесе апсолутна температура *T*, горња једначина ће прећи у облик

$$\operatorname{tang} \alpha = -\frac{2\omega \sin \varphi}{g} \cdot \frac{v_1 T_2 - v_2 T_1}{T_2 - T_1} . \tag{117}$$

Топли фронт се, уопште, одликује сразмерно незнатним разликама у температури и правцу ветра, у поређењу са хладним фронтом (параграф 211), јер се топли ветар не загреје преко нормално владајуће температуре у онолико мери колико се хладни ваздух може, често, расхладити.

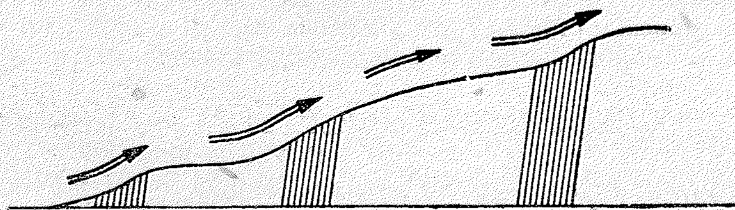
Благ нагиб топлога фронта, који се уздиже према североистоку, узрок је што свој утицај може проширити далеко унапред од свог положаја при земљиној површини; систем облака се развије до даљине око 1500—2500 км. Облачни систем на топлом фронту је често веома сложен и може обухватити све обичне облике облака, као што показује слика 129. Најпре се појаве цирусни облаци, као предзнаци ближења удаљеног фронта. Изгледа да они нису непосредно везани са фронтом, него су проузроковани таласом дуж високе температурне инверзије (в. слику 130), који је увучен у далеку циклонску циркулацију.



Слика 129. — Шематски вертикалан пресек кроз топли фронт (по Т. Бержерону)

Неколико часова после опажених првих цируса појаве се циростратуси, у виду влакнастог вела. То су први видљиви облаци који су непосредно везани са топлим фронтом. Али, по аеропланским испитивањима, циростратуси нису спојени са непосредно нижим системом облака, него се продужују као простран штит према топлом фронту.

Доста ниже испод циростратуса појаве се алтокумулуси, затим алтостратуси, опет као једноставни нагнут покривач, на висини између 5.5 и 2.5 км. Ако је ваздух сразмерно стабилан на тој висини, образује се



Слика 130. — Таласаст облик површине топлог фронта са неправилном расподелом падања кише (по Џ. Телеру)

раван слој алтостратуса; ако је ваздух донекле лабилан, створиће се ускомешани покривач од алтокумулуса; ако је, најзад, ваздух изванредно лабилан, развиће се велики слој Ac castellatus-a, са торњастим кумулусима

више овог, из којих свугде почиње падати киша. Ниже ових облака јављају се нимбостратуси из којих пада трајна киша. Ова фронтална киша, на простору од 150 до 350 км дужине, траје све до пролаза топлога фронта.

Кретање топлог ваздуха свугде се означује двоструком линијом, а хладног ваздуха једноставном линијом, док њихов правац кретања показује стрелица.

Вероватно је да површине топлог фронта могу, чешће, имати јасан таласасти облик са изразитим брежуљцима (слика 130), јер се неке неправилности код падавина не би могле објаснити на други начин. Кадикад се опазило да кише испод топлог фронта имају променљиву јачину: падају па престану, опет падају и опет престану. За то не би било разлога, сем ако се, на висини облака, ваздушне масе морају на неким местима стрмије уздизати, него на другима. А са тим је у вези и појачана кондензација и јаче падање кише.

Време се мења овако при ближењу топлог фронта: Барометар стално пада, дува слаб југозападни ветар, а температура се слабо мења. Киша се постепено појачава. Температура се изненадно почне повећавати, киша слаби и прелази у сипљење, ветар се окрене на запад, а барометар престане падати. Облаци се споро уобличавају, постепено се растварају, сипљење потпуно престане и сасвим се разведри. Топли фронт је прошао; налазимо се у топлом сектору, у јужном делу депресије између топлог и хладног фронта.

Т о п л и с е к т о р је испуњен тропским ваздухом и при земљиној површини и у вишим слојевима. Ваздух је овде топао и влажан, време облачно. Ветар је постојаног правца; ваздушни притисак се споро смањује или остаје непромењен, према томе да ли се депресија удубљава или не, да ли се средиште ниског притиска ближи месту посматрања или не.

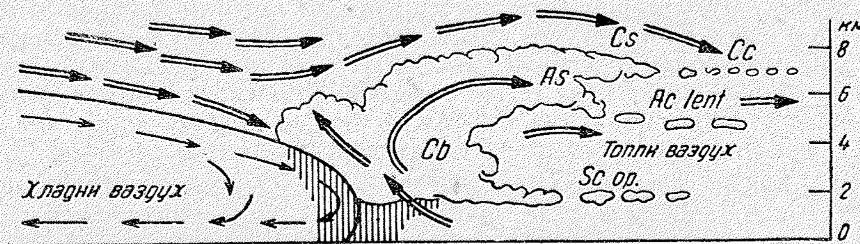
211. **Хладни фронт и хладни сектор.** — На југозападном делу депресије (в. слика 135) образује се друга површина дисконтинуитета и то на граници масе поларног ваздуха, која се унапредно креће према масама тропског ваздуха у топлом сектору. В. Б ј е р к н е с је ову јасну границу, и другу линију конвергенције, назвао х л а д н и м ф р о н т о м, раније и л и н и ј о м о л у ј н и х у д а р а в е т р а, који долази најчешће са северозапада. Ти ветрови, који дувају на задњој страни депресије, само су скренути источни ветрови са њене северне стране, и крећу се око средишта најнижег притиска циклонским правцем (в. слику 135). По томе је то иста ваздушна маса. Б ј е р к н е с дефинише и хладни фронт као пресечну линију површине хладног фронта са земљином површином. По томе би ова површина дисконтинуитета требала да се зове п о в р ш и н а х л а д н о г ф р о н т а; она се често назива п р о д и р н а п о в р ш и н а и п о в р ш и н а п о д и л а ж е њ а, у вези са начином кретања хладнога ваздуха, а п о в р ш и н а с к л и з а в а њ а обзиром на кретање вишег топлог ваздуха. Та површина је углавном равна. Нагиб јој је доста благ, око 1 : 30 до 1 : 100, а увек је већи од нагиба на топлом фронту. Важно је споменути и чињеницу да се хладни фронт креће брже унапред од топлог фронта и најзад га достигне; тиме почиње стадиум оклузије (параграф 213).

Хладни фронт се ствара у свима случајевима када нека маса хладног ваздуха надире према маси топлог ваздуха. Али је, у овом фронту, дисконтинуитетна површина нагнута у супротном правцу надирања хладног

ваздуха. Хладан, густ и тежи ваздух снажно подилази под топли и специфично лакши ваздух у виду тупог клина, а тиме га присиљава на уздизање. Па, пошто је овде нагиб доста стрмији, него на топлом фронту, мора бити и узлазно кретање топлог ваздуха много снажније, него на другом фронту. Узлазно кретање је најснажније непосредно испред хладног фронта, што доводи до нагле кондензације водене паре и до јаких, али краткотрајних падавина (слика 131).

Узлазна топла ваздушна маса, која се при томе и хлади, састане се на висини од 3—4 км са топлим ваздухом који клизи над површином хладног фронта и загрева се. Таквим ваздушним струјама одговара и својствен облачни систем. Пред фронтом се створи бедем кумулонимбуса, а из њега се развије скоро хоризонталан и густ стратокумулус (Sc opacus) на незнатној висини. Облачни бедем се истегне и на висини, понесен општом струјом топлог ваздуха, и образује унапред нагнут штит нимбостратуса и алтостратуса, који се на предњој ивици распадне у поједине сочивасте облаке (Ac lenticularis). Ови се појаве око 20 до 200 км пред фронтом.

Предњи крај хладног фронта успори се у свом кретању услед трења са земљином површином и стога добије, често, затубаст облик, као што је у слици 131.



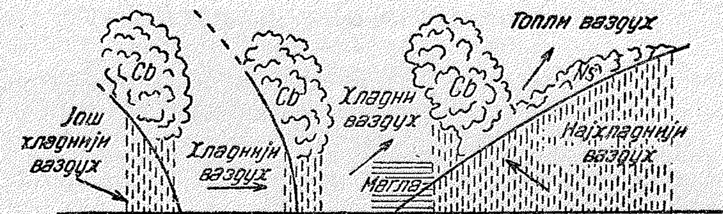
Слика 131. — Шематски вертикалан пресек кроз хладни фронт (по Т. Бержерону)

Ближење хладног фронта обично претсказују сочивасти алтокумулуси или цирокумулуси. Ти облаци се све више сједињују у простране покриваче, који застру цело небо. Ветар слаби и окрене се на југ; тада почне први јак пљусак са крупним капима кише, а истодобно настану жестоки удари ветра са запада до северозапада. Ваздушни притисак се стално смањује, киша поново падне са великом јачином. Али, та појава не траје сувише дуго. Кад хладни фронт прође преко места посматрања, притисак почиње да се повећава, температура се у кратком времену смањи за неколико степена, као и влажност ваздуха. Облаци се растварају, разведравање је све веће, а брзина ветра се постепено смањује. Видљивост је врло добра.

Корисно је приметити да су природни електромагнетски поремећаји, који се опажају у радиотелеграфским пријемним станицама као шуштање, пуцкање или млевење, знатно многобројнији у поларном, него у тропском ваздуху. Ти поремећаји су нарочито осетни при пролазу хладног фронта; кадикад се почну опажати на мору, док је фронт још неколико стотина километара удаљен од одређеног места.

Хладни сектор је ограничен површинама хладног и топлог фронта, дакле поларним фронтом, а заузима целу леву страну депресије, у смислу њеног унапредног кретања (сл. 135). Ту је ток времена једноличији, него у топлом сектору; он је описан раније, при крају параграфа 197.

212. **Споредни хладни фронтови.** — Фронтови између главних ваздушних маса, рецимо између арктичког и поларног или поларног и тропског ваздуха, зову се главни фронтови. Али, унутар неке доста једнообразне ваздушне масе могу се појавити, у хоризонталном правцу, споредни или секундарни фронтови, који се нешто разликују по својим особинама, можда и по своме пореклу. Њих никада нема у тропској ваздушној маси, али су врло чести у лабилно слојевитом арктичком или поларном ваздуху. То су споредни хладни фронтови.



Слика 132. — Споредни хладни фронтови и временске појаве у њима (по К. Кајлу)

Повољни услови за образовање споредних хладних фронтова су ако постоји велики градијент температуре у хладном ваздуху неке барометарске депресије. То се, уопште, дешава приликом провала изванредно хладног поларног ваздуха, који се креће изнад топле копнене површине. Споредни фронтови се развијају на отстојању од неколико стотина километара и сваки од њих је обележен малим жлебом ваздушног притиска, разликом у температури, слабим окретањем ветра. У Сједињеним Америчким Државама развију се на отстојању од 300 до 600 км, а крећу се брзином од 40 до 65 километара на час. На тај начин пређу преко неког места у размацима од 6 до 12 часова. Пад температуре обично је проузрокован падавинама на споредном хладном фронту, јер се температура, после његовог пролаза, поново повећа скоро до првобитне вредности. Појава споредних фронтова је важна за ваздухопловство, јер су олујни ветрови са јаким ударима усретсређени дуж ових споредних хладних фронтова.

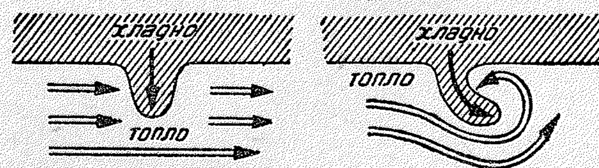
Маса хладног ваздуха обично није једноставна, него је донекле „ступњевита", пошто се једно за другим јављају више прелома или дисконтинуитета. То се особито дешава на оним местима, где се у карти барометарских тенденција појаве избочене изобаре од најнижег према највишем притиску и то у виду ракље или слова V. Појава прве провале поларног ваздуха на површини главног хладног фронта, на којој настане дисконтинуитет услед малог повишења температуре, разведравања и сунчева сјаја, понавља се у појединим ступњевима са смањеним интензитетом; сваки идући ступањ одликује се мањим падом ваздушног притиска, чиме су код изобара изазване избочености у виду слова V. Шематски склоп ових појава приказан је у слици 132 у попречном пресеку. Ту се виде два хладна фронта.

Пета глава

СКЛОП БАРОМЕТАРСКИХ ДЕПРЕСИЈА

213. **Постанак депресија.** — О начину постанка барометарских депресија истичу се нарочито два различита гледишта, В. Бјеркнеса и Екснера.

Прво гледиште почива на претпоставци да се депресије образују у пределима где дођу у додир две ваздушне масе потпуно различитих особина. То су раније споменуте „поларна“ и „тропска“ ваздушна маса, које су нормално пореклом из поларних и тропских предела. Доцније узајамно дејство ових ваздушних маса на умереним ширинама узрок је развитку депресија, што ће се објаснити у даљем излагању. Али, начин на који се дешавају те велике провале поларног ваздуха још није довољно објашњен. Обично се узима да поларни фронт, одн. граница између преовлађујућих западних ветрова на умереним ширинама и субполарних источних ветрова, делује као брана за продирање поларног ваздуха при нормалним условима. Изненадне провале, међутим, настају обично када је дуж поларног фронта проузрокован поремећај на неком полупостојаном пределу ниског притиска, као што је Исландски минимум.



Слика 133. — Постанак вртлога под утицајем продора хладног ваздуха у топли ваздух и Кориолисове силе

Екснер је дао објашњење које много више задовољава. По њему је, за образовање депресије, потребна нека препрека у ваздушном струјању, као што је код вртлога, који се појаве иза стуба моста у речном току. Такве препреке чине нарочито језици поларног хладног ваздуха, који надиру у област западних ветрова (слика 133). Када западни ветрови дувају поред и више те ваздушне масе, биће источно од ње произведен предео смањеног ваздушног притиска, услед дејства усисавања. Сада притиче, према овом, ваздух из даље околине, а под утицајем земљине ротације пређе у циклонски правац кретања. Вртлог се са језиком хладног ваздуха креће дуж поларног фронта према истоку. Тако постала депре-

сија је термички неједнаког склопа. На предњој је страни састављена из топлог ваздуха, док су на њеној задњој страни увучене посукљале масе хладног поларног ваздуха. Депресије на вишим ширинама су, по овом схватању, творевине које су условљене термички и динамички. Стварање вртлога иза шипа хладног језика је чисто динамичко збивање, али је узрок самог постанка овог шипа термичке природе: неједнакост у топлоти поларног и суседног ваздуха са умерених ширина. Холцман је, много доцније, вршио испитивања о појавама дуж фронтова, која иду у прилог Екснерове теорије.

Неки подаци о овом питању изнеће се и у параграфу 219.

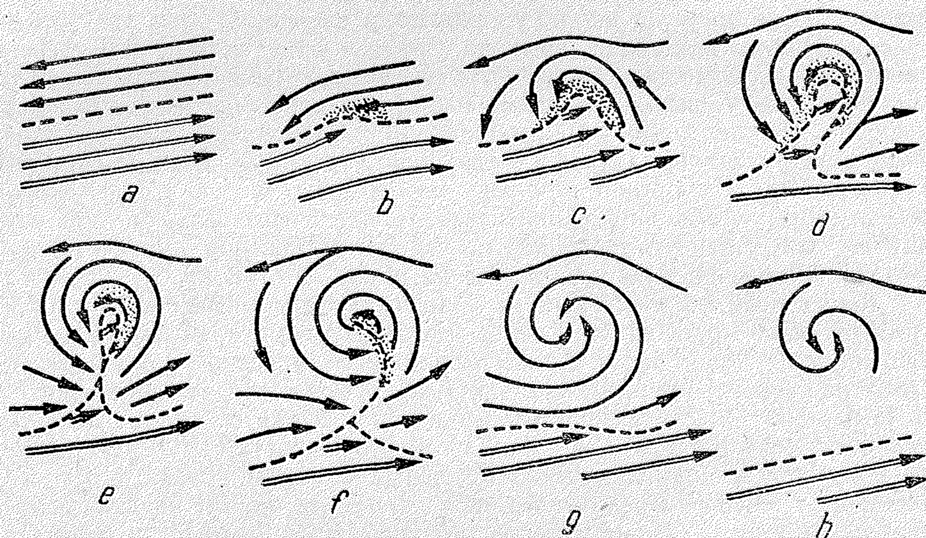
214. **Развитак и преображај депресија.** — Да би се депресија могла изградити, потребно је неко отступање од стационарног стања ваздушних кретања. Познато је да ветар, у приземним слојевима, дува увек према пределу најнижег ваздушног притиска, у тежњи успостављању атмосферске равнотеже. Удубљивање депресије би се, на тај начин, могло дешавати само тако, ако у вишим слојевима настаје потребно одвлачење ваздуха, Ваздушно кретање тамо није стационарно; Кориолисова сила надјача, у томе случају, силу градијента и ваздушно кретање буде нешто скренуто из правца који је упоредан пружању изобара, дакле буде управљено од предела нижег према вишем притиску. То одвлачење ваздуха, при удубљивању депресије, може кадикад почети већ на висини око 500 м, али је — по Палмену — најзнатније на нивоу од 5—6 км.

Ако је неки настали талас на главном фронту динамички стабилан, он ће се кретати дуж фронта без битне промене профила и најзад ће ишчезнути. Фронт ће, после његовог пролаза, углавном поново заузети првобитни положај (слика 134, стадиум a). Сасвим су другачија збивања ако је настали талас динамички лабилан. То ће се тачније описати.

Ј. Бјеркнес и Солберг су цео „животни ток“ неке депресије приказали у низу шематских цртежа (слика 134). Стадиум *a* у овој шеми показује непоремећен почетни положај фронта, који је нацртан испрекиданом линијом. Хладне и топле ваздушне масе крећу се у овом стадиуму напоредо, али у супротном правцу. Таква расподела струјања је, међутим, лабилна, као што је Маргулес теориски извео из Хелмхолцових једначина 1906, и лако дође до поремећаја на фронту. Први наговештај депресије настане ако се поларни фронт, који је дотад био праволиниски и стациониран, избочи према југу, под утицајем ветра са источног квадранта на северној страни фронта (стадиум *b*). Тиме настане фронтални талас са слабом конвергенцијом струјања и образовањем кишног појаса северније од наговештеног топлог сектора. Ако би талас био стабилан, даљи развитак би престао већ у овом стадиуму. Иначе, језик поларног ваздуха продире све више ка југу, језик топлог ваздуха ка северу, а у „младој депресији“ се развије топли сектор. Сада је ваздушни притисак, у средишту депресије отприлике, за 10 мб нижи, него у почетном стадиуму, што значи да је одвлачење ваздуха из унутрашњости депресије већ у току. Топли фронт је, у овом стадиуму највећег дејства депресије, развијен у изразиту површину усклизавања, са широким појасом падавина испред фронта. То је стадиум *c*.

Хладан језик се, због своје веће густине, шири на задњој страни почетног таласа, тј. топлог и хладног фронта, према југу, а истодобно

се распростире и у страну, док се топли језик, услед сталног доношења топлих ваздушних маса, шири ка северу. Хладни фронт се, услед тога, брже креће унапред од топлог фронта, те се топли сектор постепено сужава. На тај се начин развије стадиум зрелости депресије (стадиум *d*). Топли сектор се потпуно изградио, а и разлике у температури између њега и надирућих хладних ваздушних маса иза хладног фронта су највеће. Хладан ваздух и даље продире на исток, све више подилази под топли ваздух, потисне га са земљине површине навише, а у одређеном тренутку се хладни и топли фронт споје око ивичних делова депресије. Језик топлог ваздуха око средишта депресије отсечен је од остале масе топлог ваздуха даље на југу. То је стадиум *e*, у коме настаје с е к л у з и о н и ф р о н т,



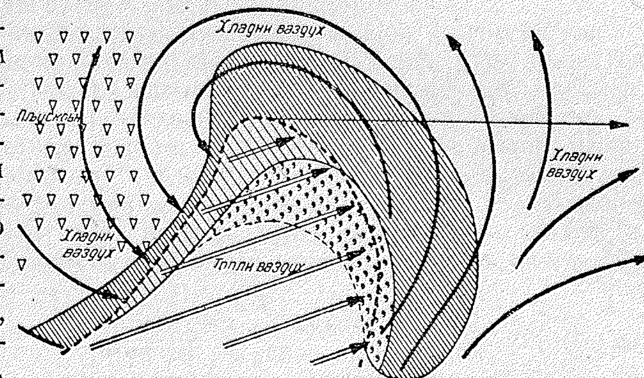
Слика 134. — Стадији развитка барометарске депресије на поларном фронту (по J. Бјеркнесу и Солбергу)

или, скраћено, с е к л у з и ј а одн. о д в а ј а њ е. При земљиној површини је приметан само мали остатак топлог сектора, без корена, опкољен са свих страна хладним ваздухом. У стадиуму *f* је уздигнут са земљине површине и последњи траг топлог сектора. Хладне ваздушне масе на предњој и задњој страни депресије су се заклопиле; извршена је о к л у з и ј а, з а к л а п а њ е или з а т в а р а њ е. Оклузија је почетак изумирања депресије, али је ова у том стадиуму највише удубљена, а у вертикалном правцу се прошири до стратосфере.

После оклузије, и изједначења нивоских разлика у маси хладног ваздуха, кружи око средишта депресије само хладан ваздух (стадиум *g*). Последица тога је да депресија добија све симетричнији склоп, све је сличнија стационарном, хидродинамичком вртлогу, и све више ишчезава, изумире. Пошто су нивоске разлике изједначене на свима висинама, кретање се још неко време наставља, инерцијом раније покренутих ваздушних маса (стадиум *h*).

215. **Склоп нормалне депресије и временска стања при њој.** — J. Б j е р к н е с је сматрао да је „савршен циклон" истоветан са његовим развитком у стадиуму *c*, под претпоставком да има опште обележје, које у сваком тренутку вреди за све велике депресије. Али је искуство показало да та шема не одговара крајњем стадиуму, него кратком прелазном стадиуму са трајањем око једног дана. Ипак та млада депресија одговара готово врхунцу живота, у коме је најпотпуније развијена. Главна одлика јој је отворен топли сектор при земљиној површини, који је ограничен хладним и топлим фронтом са пресециштем око средишта депресије (слика 135). Оба ова фронта припадају поларном фронту, који претставља велику површину дисконтинуитета. Заузета област хладним ваздухом увек је, при земљиној површини, много пространија од области топлога ваздуха. Али се последња повећава према висини, јер се само тако може одржати атмосферска равнотежа.

Раније се закључивало, на основу сутицања ваздушних маса према средишту депресије, да ту мора постојати узлазно кретање ваздуха. Али је, по теорији поларног фронта, узлазно кретање ваздуха ограничено поглавито на топли и хладни фронт. Усклизавањем ваздушних маса на топлом фронту проузроковано је мало кише, али дужег трајања; присилним узлазним кретањем топлог ваздуха, услед гурања хладног фронта унапред, изазване су јаке кише или снегови са жестоким ударима ветра, као што је споменуто раније. Једноставност шеме није измењена ни чињеницом, што се, поред главног хладног фронта, могу образовати и споредни. Једноставност је знатније поремећена тиме, што депресије стварно допиру до знатних висина. Поред тога се утврдило да депресије нису вртлози са управном осом. Ова је обично нагнута према западу или северозападу, дакле унатраг, јер се и минимални притисци помичу, са висином, у исти правац. Тога ради се неко место у низији може налазити већ на задњој страни депресије, у подручју хладних струја, док умерено висок оближњи брег може бити још на предњој њеној страни, у домашају топлих ваздушних струја.



Слика 135. — Склоп правилно развијене младе депресије: збијене линије = кишни појас у хладном ваздуху; размакнуте = у топлом ваздуху; запете = појас сипљења (по Т. Бержерону)

Значај линија конвергенције у депресији знатно је повећан њиховим термичким особинама. Ваздушне масе су хладне северно од поларног фронта, а топли ваздух, који даје депресији потребну енергију, притиче у њу на јужном сектору, између обе линије конвергенције, тј. хладног и топлог фронта. Стога су оне, уједно, и линије непостојаности у температурном пољу. Али, тиме су одређена ваздушна кретања у депресији, као што се видело у опису топлог и хладног фронта. Поред тога, обе линије

конвергенције условљавају типичну облачност и типичне падавине. Северно од поларног фронта развијен је широк појас распрострањене, предеоне кише, која пада из тамно-сивог покривача нимбостратуса. Те везе између временских појава и особености у пољу ваздушних струја депресије најважније је сазнање, које су нова гледишта В. и Ј. Бјеркнеса дала синоптичкој метеорологији.

216. **Извор енергије у депресији.** — Депресија на извантропским ширинама условљена је термички и динамички (параграф 213). По томе се мора претпоставити да је кинетичка енергија у депресијама пореклом из топлотне енергије њене опште циркулације. До тога се долази овако. Енергија покретне депресије потиче из потенцијалне енергије обе суседне ваздушне масе. Оне не могу остати равнодушне једна према другој, услед разлика у температури. Хладан ваздух подилази под топлији ваздух, а тиме проузрокује његово узлазно кретање. Та тежња се, у развитку депресије, огледа у смањивању потенцијалне енергије, која се преобрази у кинетичку енергију ветрова циклонске циркулације у депресији.

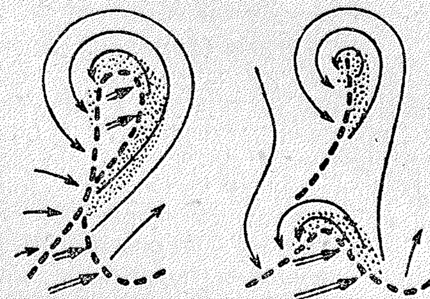
Главни извор кинетичке енергије у депресији је хоризонтална лабилна слојевитост хладног и топлог ваздуха. Али то није једини извор. Даљи је извор енергија, која је условљена вертикалном лабилном слојевитошћу ваздушних маса. Што је слојевитост ваздушних маса с обе стране фронта лабилнија, тим лакше се из обичних таласа развијају вртлози (параграф 218 око средине). Врло стабилан топли ваздух ставља на супрот свом склизавању повећавајући отпор. Влажно-лабилан топли ваздух, напротив, лако усклизава, а при томе ослобађа велике количине потенцијалне енергије. Депресија се, обично, удубљује док постоји топли сектор, јер дотле има у њој залихе потенцијалне енергије. Али се, у напред поменутом случају, удубљивање депресије дешава всома брзо и може се одржати чак и после стадиума оклузије.

Аеролошка испитивања су несумњиво утврдила да постоје и сасвим другачији услови. Зими, када се развијају нарочито дубоке депресије, ваздух је у топлом сектору најчешће услојен веома стабилно. Тада се депресија удубљује искључиво на рачун нагомилане потенцијалне енергије у хоризонталној лабилној слојевитости ваздушних маса; ова је зими обично већа, него лети, услед знатнијих хоризонталних разлика у температури. Извор потенцијалне енергије пресахне, чим настане оклузија; кинетичка енергија, која се још налази у ваздуху, утроши се на трење са земљином површином и на турбуленцију. Депресија стога слаби, одн. испуњава се и завршује свој живот.

217. **Регенерација депресије и образовање споредне депресије.** — Животни ток неке депресије није, безусловно, потпуно исцрпен после извршене оклузије према шеми од Ј. Бјеркнеса и Солберга. Има случајева да и после оклузије топлог сектора, када је цела депресија преплављена хладним ваздухом, може ипак доћи до њеног подмлађивања, до регенерације или оживљавања тиме, што у њено кружење уђе обновљен врло топли или врло студени ваздух, па стога почиње поново преображај потенцијалне у кинетичку енергију.

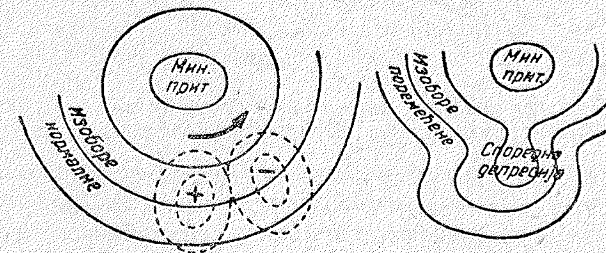
Случајеви оживљавања доста су чести у Европи зими, када депресија, ближећи се са запада, буде оклудована топлим маритимним поларним ваздухом, а доцније захваћена знатно хладнијим струјама са северног квадранта и њима буде изобличена. Између првобитног и изобличеног дела оклузионог фронта образује се т.зв. „лажни“ топли сектор, чији топли маритимни ваздух буде постепено уздизан са земљине површине.

Палмен је обрадио случај регенерације депресије од 31 маја до 2 јуна 1928. У почетку овог периода лежала је оклудована депресија над јужном половином европске територије СССР, испуњена загрејаним континенталним поларним ваздухом, са јутарњим температурама око 15°. Са севера се примицао области депресије арктички фронт, те су јутарње температуре 1 јуна у томе ваздуху биле око 3° до 7°. Сама депресија се ближила овом арктичком фронту, а изобаре око њеног средишта почеле су се приближавати. Исте вечери, по продору у депресију, источни део арктичког фронта преобразио се у топли фронт, западни, у хладни фронт, који брзо доспе у средиште ниског притиска и обухвати га. Дошло је, дакле, до изградње топлог сектора, са зоном падавина на његовој североисточној, предњој страни. Депресија се регенерисала, а изобаре су се још више збиле око њеног средишта. Температурна разлика између хладног и топлог ваздуха износи 2 јуна 7° до 10°. Депресија се нешто удубљује и почиње да се креће правцем изобара топлог сектора. Тек 5 јуна поново оклудира и почиње се испуњавати, потпуно умирати.



Слика 136. — Постанак споредне депресије из оклудоване депресије (по Ј. Бјеркнесу и Солбергу)

Образовање споредне или секундарне депресије може настати у близини оклузионе тачке код оклудоване депресије, дакле у стадиуму животног тока *e* и *f* на слици 135. То се дешава, ако се хладан ваздух на површини дисконтинуитета не може довољно брзо кретати унапред. Он буде заустављен, на неки начин загађен, и делимично се почне кретати унатраг. На тај се начин произведе неопходни услов за развитак нове, споредне депресије, која добије изглед младе депресије, у стадиуму *c*. У слици 136 је приказано, шематски, како се из изумируће депресије у стадиуму *e* (цртеж лево) развије споредна депресија са оба фронта, топлим сектором и кишном зоном (цртеж десно).



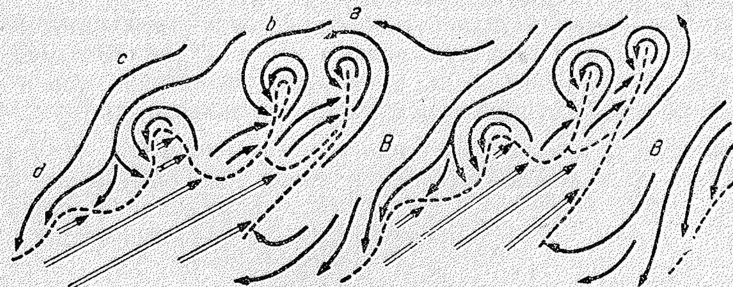
Слика 137. — Постанак споредне депресије услед поремећаја ваздушног притиска у периферним деловима велике депресије

Споредна депресија може настати и на сасвим другачији начин. Нека

постоји велика депресија — делотворни центар — око које струје, при периферним изобарама, слабо развијен предео ниског притиска (—) и за њим исто тако неразвијен предео високог притиска (+). Ти споредни системи затворених изобара изазову видљиве поремећаје у облику изобара велике депресије, као што се види из слике 137. На месту, где се налази неразвијен предео ниског притиска, образовала се споредна депресија, без потпуно затворених изобара, док су на месту неразвијеног предела високог притиска изобаре велике депресије избочене према њеном средишту. Доцније се може развити и потпуна депресија са затвореним изобарама.

218. **Низови (фамилије) депресија.** — Развитак депресије, као што се видело, зависи од узајамног дејства поларних и тропских ваздушних маса, а ово настаје услед поремећаја на поларном фронту. По томе се може, наравно, претпоставити да се такав развитак може десити ма где се ове ваздушне масе састале, тј. свугде дуж поларног фронта. Поларни фронт би се, на основу те теорије могао сматрати као линија дисконтинуитета, на којој се налазе депресије на одређеним отстојањима.

Фицрој је опазио већ 1863 да се на главном фронту обично појави неколико поремећаја, који се крећу унапредно истим правцем, а излагања Фицроја о томе још су савремена. Ту мисао су поново изрекли Ј. Бјеркнес и Солберг шестдесет година касније, али доводећи је у везу са поларним фронтом и са његовом таласастом природом, што Фицроју није било познато.



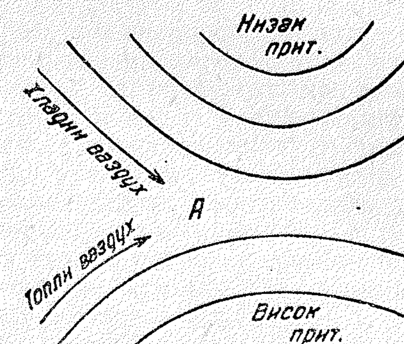
Слика 138. — Шематски изглед два низа депресија на суседним поларним фронтовима (В = висок притисак) (по Ј. Бјеркнесу и Солбергу)

По схватању норвешке школе, развију се — при најездама хладноће — истодобно око четири депресије, које заједнички претстављају „циклонску фамилију". Овај низ депресија се првобитно појави у виду таласастих избочења на поларном фронту, а последња се постепено развијају у вртлоге. Сваки члан фамилије ствара се, дакле, из таласа на поларном фронту, који раздваја североисточне поларне струје од југозападних тропских ваздушних струја. При унапредном кретању целог низа депресија догађа се у њему стално изумирање и ново стварање. Поларни ваздух продире, између свака два низа депресија, у виду огромних језика хладноће према субтропским ширинама, *B*, а кадикад уђе и у област пасатских ветрова (параграф 182 око средине и слика 108).

У низу депресија, које се образују на истом делу поларног фронта, свака се од њих креће — по правилу — путањом која лежи јужније од

путање претходне депресије (слика 138). После неколико узастопних таквих депресија, поларни фронт се прошири до области субтропског предела високог притиска. Од тренутка када се то збије, тј. кад поларни фронт задњег дела депресије продре до области пасатских ветрова, појави се понајчешће нова депресија на севернијој путањи, на новом и севернијем делу поларног фронта, који није непосредно повезан са претходним. Исте појаве се дешавају на том новом поларном фронту, као и на ранијем, и тако се то стално понавља. По овоме се види да се поларни фронт не пружа правцем упоредника, него отприлике од североистока на југозапад. Поред тога, лети се поларни фронт помери према северу, те путање депресионих центара леже зими на нижим ширинама, него лети. Осим тога се из слике види како депресије, при унапредном кретању по поларном фронту, на његовом десном крају изумиру, док се на другом крају појављују нове. Просечни живот сваке појединачне депресије траје око седам дана, док би код фамилије био — теориски — вечити, јер би се његово постојање одржавало рађањем нових чланова, док старији умиру. Стварно се, по проучавањима у Норвешкој, утврдило да је просечно време пролаза сваке фамилије над одређеним местом око пет до шест дана.

219. **Практични изглед поларног фронта.** — У ранијим параграфима дат је општи преглед о везама депресија са теоријом поларног фронта, о постанку и развитку тих појава, као и о физичким збивањима при образовању фронтова и њихових особина. Али, претпостављајући да се нормално развијена депресија ствара на граници између хладних поларних и топлих тропских ваздушних маса, морале би постојати праве изобаре на великим површинама, што се никад не догађа у пределима ниског ваздушног притиска. Испитивањима се, напротив, показало да поремећаји вероватније настају, где се ваздушне масе различитих физичких особина крећу истим правцем, тј. од запада према истоку на обе земљине полукугле, као што је приказано у слици 139. Ветрова са источног квадранта првобитно нема; они се појаве тек када се депресија развије, и то као последица циклонског правца ваздушног кретања около средишта ниског притиска (параграф 160). По синоптичком положају се претпоставља да је антициклон развијен јужно од суседне и већ постојеће депресије. Правац ваздушних кретања је на северозападном квадранту антициклона такав да доноси топле ваздушне масе према површини *А*, док ваздушне масе са југозападног дела депресије доносе према истој површини хладан ваздух. Истовремено постојање ове две ваздушне масе различитих особина може довести до стварања нове депресије на површини *А*, која се, такође, креће истом западном струјом између првобитног предела високог и ниског притиска.



Слика 139. — Развитак депресије на граници две западне ваздушне струје различитог порекла (по Admiralty Weather Manual-у)

Сваки овакав синоптички положај може се сматрати готово као сигуран знак о развитку и удубљивању неке младе депресије. Такав развитак се обично оцртава упадљивим смањивањем барског градијента у дотичном пределу.

Проблем за претсказивача времена се у пракси своди на одређивање поларног фронта у синоптичкој карти, и на правац којим ће се кретати депресија са њеним фронтовима.

Шеста глава

ПРЕТСКАЗИВАЊЕ ВРЕМЕНА

220. **Анализа синоптичке карте.** — Сваки ко хоће да буде потпуно извежбан у састављању синоптичких карата о времену мора имати довољно знања о теориској метеорологији, велико стечено искуство и много личне поуке од спремних аналитичара. Без ових предуслова се не може надати да ће икад постати стварни стручњак у анализи и тумачењу временских карата.

Пажљива и исцрпна анализа карте је нуждан предуслов за синоптичко претсказивање времена. На свакој синоптичкој карти мора се, пре свега, одредити расподела главних ваздушних маса, испитати њихове термодинамичке особине, утврдити правац пружања и особине раздвојних фронтова код тих ваздушних маса, најпосле установити положај и развитак атмосферских поремећаја. Приликом решавања ових главних задатака може се, истодобно, изнаћи расподела појасева трајних падавина, магли, предела истих барометарских тенденција итд. Тек када је све ово довољно тачно одређено може се закључити какав ће бити даљи, вероватни, ток збивања, помоћу физичких расуђивања и правилног екстраполовања.

Да би се добио јаснији појам о вероватном току даљих збивања, узимају се у обзир и раније синоптичке карте, на којима је извршена анализа тадашњих појава. При анализи треба имати нарочито у виду да су сви изнесени метереолошки појави и збивања у тесној вези и узајамном дејству једни са другима; стога прогностичар мора, при испитивању једног од метереолошких елемената, имати истовремено у виду целокупну слику. По овоме се види да је способност синоптичара од пресудног значаја за тачно процењивање претстојећег временског стања.

Б е р ж е р о н је показао којим редом треба ићи при анализи синоптичке карте, ма да се тај ред може понекад изменити: 1). При обради карте се почиње са изналажењем оних предела који су покривени влажно-стабилним ваздухом сипљења (т.зв. топла ваздушна маса), одн. влажно-лабилним пљусковитим ваздухом (т.зв. хладна ваздушна маса). Стабилна и лабилна слојевитост ваздуха одређује се, пре свега, облицима облака и падавинама (параграф 113). — 2) Затим се на карти одвоје предели, које заузимају две главне ваздушне масе супротних особина, арктички одн. поларни ваздух и тропски ваздух. — 3) При тражењу приближне јужне границе арктичког одн. поларног ваздух и северне границе тропског ваздуха знатно потпомаже положај оних циклонских поремећаја и падавинских зона (трајне падавине

из алтостратуса и нимбостратуса), који се образују на главним фронтовима између тропског и поларног ваздуха са једне, а поларног и арктичког ваздуха са друге стране. — 4) Затим се прелази на детаљну анализу поларног ваздуха и на динамику оба главна фронта, а почиње се са анализом барометарских тенденција. — 5) После овога се на карти привремено уцртају, оловком, фронтови и изобаре. — 6) Тек сада се, помоћу изобара и линија исте тенденције, као и неких детаља на ранијим картама, може пронаћи који се делови фронта, на садашњој синоптичној карти, могу назвати као топли или хладни фронтови, а који као оклузије. — 7) Да би се фронтови потпуно утврдили, коначно се ограниче појасеви падавина из алтостратуса и нимбостратуса. — 8) На крају, изобаре постану јасније и на фронтовима, те им се правци пружања могу потпуно извући.

221. **Претсказивање времена.** — Основни проблем за претсказивање времена, или за прогнозу (гр. πρό= пре, унапред; γνῶσις = знање), јесте да се помоћу расподеле ваздушних маса, атмосферског притиска, фронтова и свих других важнијих елемената може докучити какве ће се промене у временском стању догодити у току идућа 24 часа. Анализа временске карте, којој је био посвећен прошли параграф, само је припрема за временску прогнозу. Много је важније да претсказивач да нацрт ове анализе за будућност, тј. каква ће расподела ваздушних маса, атмосферског притиска, фронтова, итд. бити сутра или идућег дана. То су најтеже ствари у претсказивању, за које се тражи и много личне проницљивости и моћи расуђивања. Нарочито је важно велико искуство.

У последње време су учињена велика побољшања у техници анализе временске карте. Развитак и кретање предела ниског или високог притиска могу се прорачунати са знатним успехом. Па ипак, сложеност временских збивања је толико велика да ће се претсказивање једва моћи вршити механичким путем. За свакидањи живот је довољно да се претскажу промене у расподели најважнијих временских елемената: температуре, падавина, ветра, видљивости, као и настајање и престанак непогода, пљускова, сипљења, залеђивања (нарочито важно за авионе) итд.

Тај задатак се може лако решити, ако се видљива временска стања на карти једноставно крећу унапред са ваздушним масама и фронтовима. Отежавања настају у случајевима када ваздушне масе мењају своје особине у току времена, под утицајем разних ентропских и изентропских збивања, тј. да ли се ентропија ваздушних маса, а по томе и њихова еквипотенцијална температура, мењају или остају непромењене (параграф 21 и 106). Тада је дужност синоптичара да те промене у особинама ваздушних маса предвиди и да — на основу тога — извуче закључке о одговарајућим променама времена.

Али, мора се нарочито нагласити да временско стање не зависи једино од расподеле ваздушног притиска. Две депресије сличног распореда и броја изобара могу имати сасвим другачију расподелу температуре, облачности и падавина, па се мора на то обратити велика пажња приликом прогнозе. Чак и врло незнатне разлике могу проузроковати сасвим другачије време; на пример, нешто већи вертикални градијент температуре (параграф 57) од предвиђеног може довести до стварања непогоде. Поред тога, чудновата одлика времена су његове „ћуди“, које знатно отежавају тачније претсказивање. Треба, напослетку, споменути да постоји доста велики

број емпириских правила, која су поставили важни метеоролошки стручњаци на основу искуства или динамичних и кинематичних једначина, ради њихове примене у прогнози времена. Нарочито су се тиме бавили Скандинавци, Свере Петерсен, Солберг, Палмен, Бержерон, Ј. Бјеркнес и Хеселберг, а поред њих Габриел Гилбер, Екснер, Дефант и др. Али, готово свако од тих правила односи се само на један од важнијих елемената, а не на целокупност свих утицајних елемената.

222. **Правила о кретању и развитку депресија.** — Овде ће се навести, поред поменутих у параграфу 200, најопштија и најважнија правила о кретању и развитку депресија и њихових саставних делова, од којих се многа могу употребити и за јужну земљину полукуглу.

1. Средиште депресије, која није оклудована, креће се у паралелном правцу са пружањем изобара у топлом сектору; логична последица је да ће оклудована депресија постати готово стационарна, заустављена у кретању, тежећи да окрене налево, са изузетком споредних депресија.

2. Средиште депресије се вероватно креће према пределу највећег падања у изалобарској карти (параграф 201), тј. према изалобарском минимуму.

3. Депресије, које не допиру у горњи део тропосфере (младе, покретљиве творевине), крећу се у правцу општег ваздушног струјања на средњим и високим слојевима атмосфере, или у правцу изобара на нивоу од 5000 дин. метара (параграф 10).

4. Депресија се веома издуженим средиштем креће се дуж велике осе.

5. Ако су ветрови на једној страни депресије прејаки, на другој преслаби, њено средиште се креће према страни са слабим ветровима. Гилбер означује као ветрове нормалне јачине V (по скали Бофора) оне који се одређују једначином $V = 2g$, у којој је g барски градијент на полутарски степен (111 км). По томе су, у овом његовом правилу, прејаки одн. преслаби ветрови они за које треба ставити већи одн. мањи коефицијенат од 2.

6. Мале депресије теже да се крећу правцем опште ваздушне струје у којој су створене. Ово се не може применити на велике депресије.

7. Свака узастопна одн. млађа депресија исте фамилије креће се, при пролазу кроз исти меридијан, јужније од путање претходне депресије.

8. Средња брзина кретања младих депресија преко Европе одређује се овом једначином од Палмена: $V = 0{,}8 + 0{,}6v + 2{,}6\sqrt{\Delta T}$ м/сек, у којој је v средња брзина ветра у струји топлог ваздуха, мерена на висини анемометра у м/сек, ΔT разлика у температури између топле и хладне ваздушне масе.

9. Брзина кретања средишта депресије је у правој сразмери са изалобарским градијентом, а не са њеном величином или тенденцијом.

10. Средиште депресије има убрзано кретање, ако је кривина профила барске тенденције антициклонска, а успорено, ако је циклонска.

11. Мале и делатне депресије теже да се брзо крећу, док велике и изумируће депресије показују тежњу да се зауставе.

12. Депресије које се регенеришу, нарочито продирањем хладних ваздушних маса, повећавају брзину свога унапредног кретања.

13. Ако је температура знатно виша на неком делу депресије, него у осталом делу, депресија се креће правцем који је управан на спојну ли-

нију између предела високе и ниске температуре, тј. правцем хоризонталног температурног градијента.

14. Депресија се удубљива у правој сразмери са повећањем нестабилности околних ваздушних маса. Стога се, при истим осталим условима, депресија зими удубљива при прелазу са копна на море, а лети при прелазу са мора на копно.

15. Депресија се удубљива, ако свугде око њеног средишта владају сувише слаби ветрови, а испуњава се, ако је средиште опкољено са свих страна прејаким ветровима.

16. Депресија се јако удубљива, ако на њеној задњој страни постоји јака поларна ваздушна струја.

17. Депресија не мења свој интензитет, ако су негативне барометарске тенденције на њеној предњој страни подједнаке величине са позитивним тенденцијама на задњој страни.

18. Средиште депресије са готово кружним изобарама креће се унапред правцем изалобарског градијента.

19. Фронтогенеза (стварање фронта) настаје, ако је фронт подложан успоравању, а фронтолиза (растварање фронта), ако подлежи убрзању.

223. **Правила о кретању и развитку антициклона.** — Антициклони немају онолико правилна кретања као депресије, нити су обележја њиховог развитака толико јасна и одређена. Ипак и за њих постоји доста правила.

1) Антициклони, који не допиру у горњи део тропосфере, као што су младе и покретљиве творевине, крећу се у правцу општег ваздушног струјања на средњим и високим слојевима атмосфере, или у правцу изобара на нивоу од 5000 дин. метара.

2. Средиште антициклона са готово кружним изобарама креће се унапред правцем изалобарског асцендента, тј. градијента са супротном вредношћу, дакле правцем повећавања барометарске тенденције.

3. Средиште антициклона са готово кружним изобарама креће се у супротном правцу од предела сувише јаких ветрова.

4. Средиште антициклона премешта се у правац најбржег снижавања температуре.

5. Антициклони који, као последњи члан, завршавају једну фамилију, имају компоненту кретања, која је управљена према југу.

6. Антициклони и пространа седла високог притиска, који леже између депресија, крећу се уопште истом брзином и у истом правцу као и депресије са постојећим фронтовима.

7. Средиште антициклона има убрзано кретање, ако је кривина профила барометарске тенденције циклонска, а успорено, ако је кривина антициклонска.

8. Средиште антициклона појачава се, ако је кривина профила барометарске тенденције антициклонска, а слаби, ако је кривина циклонска.

9. Антициклон, пореклом од поларног ваздуха, који завршава једну фамилију, и који продире на југ, појачава се, док субтропски антициклон истовремено слаби. Исто се дешава, ако антициклон арктичког порекла продире према континенталном антициклону.

10. Антициклон слаби, ако се ближи ново створеном поларном фронту или најезди поларног хладног ваздуха.

11. Ближење фронта може, понекад, проузроковати потпуно ишчезавање антициклона или, што је чешће, упливисати само на један део, који је најближи томе фронту.

12. Опште повећање ваздушног притиска у области антициклона показује да се он сграђује и одржава, док опште смањивање притиска указује на његово ишчезавање.

13. Топли антициклон, тј. у коме је температура висока у горњим слојевима, показује тежњу да се што дуже одржава и да се спорије креће од хладног антициклона.

224. **Претсказивање по месним подацима.** — Има доста крајева у којима нема метеоролошких установа, па ни синоптичких карата, те се прогноза може чинити само помоћу локалних података. Наравно, сва таква претсказивања вреде за кратке периоде времена и доста су нетачна.

Многа локална посматрања појединих елемената временског стања служила су за претсказивања веома дуго пре увођења синоптичке методе. Искуство многих поколења дошло је до изражаја у *сељачким правилима о времену*, која су кадикад потпуно тачна. Ово претсказивање узима, несвесно, у обзир постојање физичких веза између тренутног стања или тока неких метеоролошких елемената и каснијег развитка других елемената. То може појмити само пажљив посматрач, који зна, из дугог искуства, да одређеној временској појави врло често или увек следује одређена друга појава.

Али, нарочито се препоручује да се велика пажња обрати неким локалним временским знацима на самом месту прогностичара, која могу допунити унесена посматрања у синоптичку карту и побољшати претсказивање. Ту долазе, у првом реду, у обзир сви подаци ауторегиструјућих инструмената, дакле баrограми, термограми итд., стање облачности, кретање облака, температура росне тачке, видљивост и неке друге појаве. Ипак је, при томе, особито важно посматрање облака, нарочито цируса, ради оцене приближавања фронтова, и кумулуса, ради претсказивања падавина и непогода унутар одређене ваздушне масе.

Има више покушаја да се претсказивање врши објективно, независно од памћења неког пажљивог посматрача, и то помоћу статистичких података. Основно начело при томе је ово: Истим временским чиниоцима следује и исто време. Ако је некад било дана са истим вредностима главних чинилаца времена, као што су ваздушни притисак, температура, влажност итд., какви владају данас, вероватно ће и сутрашње време бити онакво какво је следовало некадашњим истим временским чиниоцима. Као најважнији чинилац, који је пресудан за уобличење будућег времена, може се узети релативна влажност, затим правац ветра, ваздушна температура, њен ноћни минимум, ваздушни притисак са његовим променама и владајуће време у тренутку претсказивања. Наравно, овакве таблице се морају обрадити посебно за свако место. Прогнозе, које су вршене таквом статистичком методом, на основу 40-годишњих посматрања у Бечу, биле су у 75 до 80% тачне, а то је сасвим довољно.

Споменуто је да је облик и правац кретања облака један од најважнијих елемената за локално претсказивање времена. Цируси дају често наговештај о ближењу олујног времена, неколико часова пре његова доласка. У таквом је случају потребно опажати промене, које ће настајати

у цирусима и њиховом општем облику, јер то је од великог утицаја на тип времена које се може очекивати. Годишње доба је, такође, важан чинилац за ова посматрања. Ако се цируси видно не повећавају, и ако нису распоређени у браздама, обично немају велики значај. Напротив, када се цируси повећавају и задебљавају, обично ће се појавити систем алтостратуса, а то је сигуран знак ближења топлог фронта или оклузије; то уопште указује да ће олујно време настати за врло мало часова. Кумулуси имају променљив значај. Њихова појава у раним јутарњим часовима указује да се пљускови могу очекивати по подне. Ако се први кумулуси појаве много доцније, пљускови могу бити сасвим слаби, ако их уопште буде, и настати тек увече. Знатно је важнији облик кумулуса за прогнозу будућег времена. Ако су његови врхови сразмерно спљоштени (в. табла VI, слика 11) то је знак лепог времена. Ако се, са друге стране, кумулус уздиже до велике висине, то је доказ да ће имати великог дејства и да ће свакако доћи до образовања кумулонимбуса (в. табла VII, слика 13).

225. **Дугорочна претсказивања времена.** — Нормално претсказивање времена у разним метеоролошким установама врши се за један, највише два дана унапред. Међутим, потребе народне привреде захтевају много дуже претсказивање, да би се благовремено сазнало какви ће бити највероватнији услови за успевање житарица и других пољопривредних и баштенских производа, како би се могле предузети потребне мере да се неповољни временски услови могу побољшати на други начин, вештачким путем. Стога су, у разним метеоролошким установама, чињени покушаји да се синоптичке прогнозе даду до десет дана унапред. Та претсказивања се претежно оснивају на испитивању путања депресија и антициклона и на понашању квазистационарних делотворних центара. Наравно да је дугорочна прогноза несигурнија и више уопштена према обичној прогнози за 24 часа унапред. Од постојећег временског стања зависи да ли се дугорочна прогноза може уопште поставити. Знатно је олакшана, ако је временско стање доста постојано, а нарочито је отежана, ако се ово мења нагло и сасвим неправилно.

Прогнозе од једног месеца или читавог годишњег доба већином не почивају на синоптичкој методи. У последњих двадесет година, отприлике од 1925, примењују се три различите методе.

У прву групу спадају методе које се оснивају на претпоставци да се атмосферске појаве дешавају у виду таласа неједнаког трајања, дакле у неколико различитих периода, који најахују један на други, и тако проузрокују велику сложеност у току атмосферских збивања. Задатак се, по томе, своди на то да се сложена крива линија тока једних или других метеоролошких елемената разложи у сваки талас одн. период засебно. Када је то учињено, уједно су одређена и трајања појединих периода, па се — помоћу ових, и најахивања једних периода на друге — може одредити какве ће особине имати неки метеоролошки елеменат у одређеном доцнијем времену.

У другу групу спадају методе које базирају на теорији корелација, тј. узајамних веза између једних или других временских појава, одн. између тока појединих метеоролошких елемената у различитим крајевима света. У последње време је извршено много испитивања из ове области и дошло се до важних резултата. Ова метода има и практичну примену за дугорочна претсказивања.

У трећу групу спадају синоптичке методе, али су ове ограничене на кратко време од 10 до 12 дана. Те методе базирају, пре свега, на испитивањима тока времена за слична временска стања у прошлости, и постављањем аналогних закључака на садашње временско стање, узимајући уједно у обзир и синоптичке захтеве. Мултановски је разрадио ову методу претсказивања времена пре више од 20 година и примењивао ју је у разним гранама народне привреде у СССР. Нарочиту пажњу је обраћао распрострањењу хладних ваздушних маса у арктичкој области.

Сједињене Државе дају, од половине августа 1940, прогнозу времена за пет дана унапред, али у најопштијем облику. То су, поглавито, подаци о величини вероватних отступања појединих временских тј. метеоролошких елемената од њихових нормалних вредности.

Седма глава

ТРОПСКИ АТМОСФЕРСКИ ВРТЛОЗИ

226. **Опште појаве.** — Тропски вртлози су ограничени само на одређене делове земљине површине и јављају се, највећим делом, у тропским крајевима, на западној страни океана. Све тропске олује, у смислу атмосферских вртлога, означују се као циклони, и првобитно је овај израз употребљаван само на ове творевине. Али, оне имају и своја нарочита имена. На северном делу Тихог Океана зову се тајфуни, око Филипинских Острва багујос, на јужном делу Тихог Океана, од Паумоту и Друштвених Острва до обала Аустралије, херекени (оркани); исто име имају око Средње Америке и јужне Калифорније, где се зову и урагани или кордонасос. На Индијском Океану, око Арабијског Мора, Бенгалског Залива, Мадагаскара и даљих острва на истоку, од Кокосових (Килинг) Острва до северозападне обале Аустралије, називају се сајклонс (циклони), око последње и вили-вилис. Ови циклони су, стварно, доста ретки, али су ипак најчешћи при крају топлог годишњег доба. Ветрови при овим творевинама спадају међу најјаче на свету, кише су сличне провалама облака, плима и осека достижу ненормалну величину, а заједничка дејства проузрокују изванредну пустош и на мору, као и на копну. Циклони су битно ограничени на океанске површине и ретко кад продиру дубоко у унутрашњост копна. Споро се крећу са истока према западу и северозападу на северној полукугли; близу копнених обала постепено скрећу надесно, описујући параболу.

До почетка прошлог века се знало веома мало о кретањима ветра у тропском циклону, тако да су сви бродови на океану били остављени на милост свакој олуји. Истина, знаменити енглески морепловац Виљем Демпир дао је о њима врло тачан опис још 1687. Али, тек је у првој половини прошлог века, од 1826 до 1838, дато неколико важних расправа о циклонима, које су написали Брандес, Дове, Редфилд и Рид, и у којима су дати докази о систематском окретању олујних ветрова, као и о правилном прогресивном кретању ових атмосферских поремећаја.

227. **Упоређење тропских циклона са извантропским депресијама.** — Циклони и депресије имају доста заједничких црта. Прва је у томе, што су обе ове творевине предели ниског питиска. Обе имају исту циркулацију ветрова, тј. циклонски правац кретања, и то у супротном правцу кретања сказаљке на северној, а у правцу кретања сказаљке на јужној

полукугли. Неки од тропских циклона могу се пратити далеко и на умереном појасу, а да при томе не изгубе своје битне особине. Није сувише ретко да неки циклон, на Атлантском Океану, пореклом из полутарског појаса, који се креће према Великим и Малим Антилима, кадикад настави своју путању све до обала Ирске, Велике Британије и Норвешке.

Међутим, има и великих разлика између једних и других. Циклони се јављају прилично ретко и ограничени су на сасвим одређене крајеве на земљиној површини; много су мање творевине од извантропских депресија, али имају симетричније изобаре, готово кружних облика; ветрови имају обично јачину оркана, док су ове сасвим ретке код депресија. У средишту циклона најчешће се опажа доста велики простор са потпуном тишином; расподела температуре око средишта циклона је једноличија, него око језгра депресије. Циклони се крећу унапред споро и супротним правцем од депресија; често им се кретање продужи до умерених ширина, где ове творевине добију, више пута, обележја извантропских депресија. Последње се, међутим, никад не појаве у тропским крајевима, нити могу икад добити одлике тропских олуја. Ваздушни притисак почне се нагло смањивати у тропском циклону, тек кад ветар постане олујан и кад средиште олује није много удаљено. Напослетку, киша је овде изванредно јака, пада као из кабла, и готово подједнако је расподељена око средишта, док се то не дешава у депресији.

228. **Порекло циклона и предели у којима се јављају.** — По новијим испитивањима је утврђено да је порекло тропских циклона у области ниског притиска, између североисточног и југоисточног пасата, дакле у појасу тишина, чије се границе померају у току године (слика 103). Све путање циклона, које су се могле пратити до места њихова порекла, састају се у томе појасу промењљивих ветрова и пљусковитих киша. Тако, на пример, циклони на тропској западној страни Атлантског Океана имају порекло на ивичном делу полутарских тишина, западно и југозападно од Зеленортских Острва, остављајући надесно Азорски максимум. Најповољније време за стварање великих тропских циклона изгледа да је оно, у коме се појас тишина помери до највише ширине, јер тада је девијаторна сила земљине ротације најделатнија, а тиме омогућава и стварање јачих и већих атмосферских вртлога. Неки су стручњаци тврдили да се ове творевине не појављују на нижој ширини од 8°. Вишер је, напротив, доказао да су 32 тајфуна, опажена у току од пет година, имала порекло на нижој ширини од 8°. Један тајфун, опажен крајем 1915, имао је средиште на 3° сев. шир., 146° ист. дуж., северно од Адмиралти Острва и Нове Гинеје. Ипак се појас њиховог порекла премешта од полутарских ширина према вишим ширинама, саобразно померању појасева тишина од зиме према лету, док се највећи број тропских циклона развија између 10° и 20° геогр. шир.

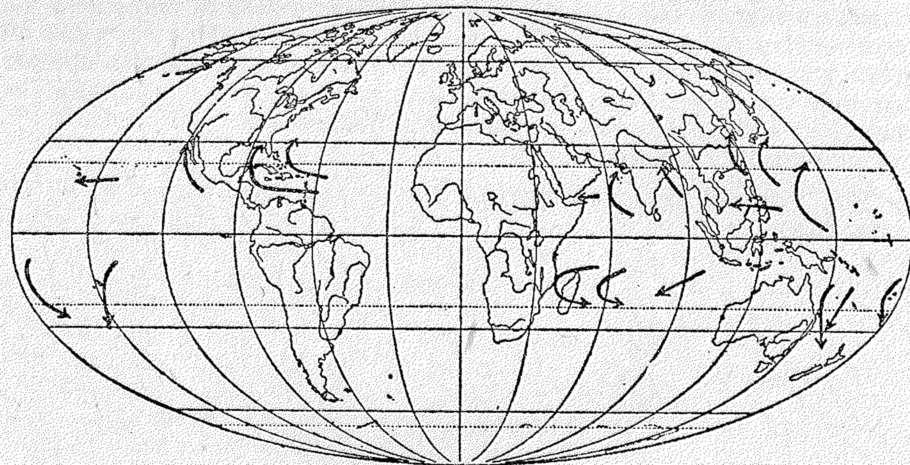
Раније је било споменуто да су тропски вртлози ограничени само на одређене делове земљине површине, нарочито на западној половини тропских океана. Главни предели у којима се јављају су ови (в. слику 140):

1. Област око Малих и Великих Антила, камо велики број циклона долази са топлијег средњег дела Атлантског Океана, а неки од њих су пореклом јужно од Зеленортских Острва. Један од ових циклона, створен 30 августа 1853, могао се пратити све до Шетлендских Острва, на дужини

око 11.600 километара. Друга област порекла ових циклона је источни део Антилског (Караибског) Мора.

2. Циклони, који се крећу преко северног дела Индијског Океана, пореклом су опет са средишњег дела океана, између Никобарских Острва и Цејлона, отприлике на 8° сев. шир., и крећу се било према северозападу или североистоку. Неки циклони имају порекло чак на Тихом Океану, а у Индијски Океан улазе преко Сијамског (Тајландског) Залива. Сви ови иду према Бенгалском Заливу. Вртлози на Арабијском Мору пореклом су из области Малдивских Острва, али многобројни од њих долазе из Бенгалског Залива. Неки од вртлога на овом мору продиру у Аденски Залив.

3. Циклони јужног дела Индијског Океана често се стварају око 10° јуж. шир. и између 100°—42° ист. дуж., померају се према југозападу до приближно 20° јуж. шир., где мењају правац и настављају пут ка југоистоку. Али се ова промена правца, или темена параболске путање, у појединим случајевима мења од 8° до 30° јуж. шир.



Слика 140. — Расподела тропских циклона на земљиној површини са њиховим главним просечним путањама

4. Са топлијег западног и полутарског дела Тихог Океана, југоисточно од Азије, долазе атмосферски вртлози према Филипинским Острвима, обалама Кине и према Јапанским Острвима, који се у Кини зову тајфуни. Они су нарочито чести од 10° до 35° сев. шир. и од 120° до 140° ист. дуж., наносећи велика пустошења, а порекло им је на ниским ширинама, између 5°—17° сев. шир. Тајфуни се прво појаве источно од Филипинских Острва, чешће много даље на средини Тихог Океана. Око трећина од њих прелази преко Филипинских Острва, одакле скрене на запад-северозапад према Тонкинском Заливу; друга трећина одмах скрене на север и североисток, пролазећи источно од Јапанских Острва; остала трећина креће се према западу, северно од Филипинских Острва, затим се управи на север кроз Источно Кинеско и Јапанско Море.

5. Сразмерно мало се зна о циклонима на источном делу Тихог Океана, између Мексика и Хавајских Острва, јер су овде и доста ретки. Опажају се обично од 12° до 25° сев. шир. и од 100° до 130° зап. дуж.

6. Јужни Пацифик је много мирнији обзиром на циклоне. Они се опажају само на западној половини овог океана, од Паумоту Острва до обала Аустралије, углавном се крећу према југу, али без одређених путања.

229. **Величина и путање тропских циклона.** — Тропски циклони су велики ваздушни вртлози врло променљивог обима. Изобаре су правилније распоређене око средишта циклона, него код изавантропских депресија; често су више кружног облика. Обично су, међутим, издужене, елиптичне, али тако да је просечна сразмера између мале и велике осе 1 : 1,46, дакле доста умеренија, него код депресија (параграф 194). Пречник је код младих циклона, близу места њиховог постанка, око 80 км, кадикад мањи, али се, приликом развитка и прелажења на више ширине, пречник повећа до 1300 км, као што показује слика 142; просечна вредност му је око 600 км. Површина облака, која је удружена са овим вртлозима, обично је доста већа. Циклони са малим пречником обично су јачи и опаснији од оних са великим пречником, али има и изузетака од овог правила.

Висина тропских циклона је врло незнатна у сравњењу са њиховим пречником. Посматрања са авиона су показала да депресије на умереним ширинама често имају мању висину од 2 километра, па би то несумњиво вредело и за циклоне. Обе творевине више наличе пљоснатом котуру, него стубу.

Путање којима се крећу циклони обично су врло неправилне, као што је и код депресија, и кадикад преставља ћудљиве коврче. Циклони се спочетка крећу према западу, па затим на све више ширине, одговарајући т. зв. поларној тенденцији циклона; иду, дакле, на северној полукугли према западу-северозападу. Када пређу преко повратника све више скрећу на десно у правцу истока, и следују једној од путања изавантропских депресија. Обичне путање тропских циклона наличе на параболу, чије је теме окренуто западу и обично се налази у близини повратника (слика 141). Доста се често дешава да неки циклон пређе само краћи део путање и испуни се пре но што је доспео до темена. Доста је циклона потпуно ишчезло пре но што су прешли 1000 км. Кашто је путања веома чудновата, тако да не следује никаквом закону, као што се види на слици 141 између Јапана и Борнеа.

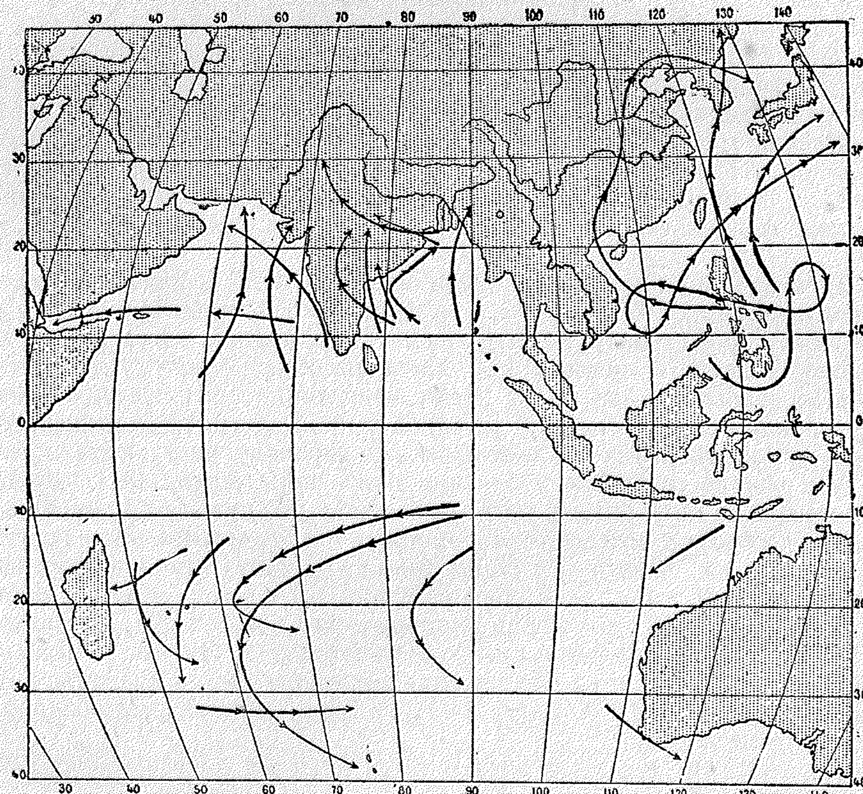
Углавном би се о путањама циклона могло рећи ово: 1. Од полутара до 15° шир. циклон се обично креће према западу. 2. Путања је несигурна од 15° до 30° шир., али на обе земљине полукугле има компоненту која је управљена према полу. 3. Више 30° геогр. шир. путања има обично компоненту према истоку.

Из слике 141 се најзад види и то да циклони показују неку тежњу да се крећу, углавном, истим или бар блиским правцем.

230. **Брзина и јачина тропског циклона и његово око.** — Чудновато је да циклони имају доста малу брзину кретања, иако се ово догађа изнад океанских површина са незнатним трењем. Тропски циклон се у првих неколико дана креће доста споро од југоистока на северозапад, на северној полукугли; чим пређе преко границе тропске циркулације окрене се према североистоку, губећи постепено своју јачину, али повећавајући брзину кретања. У овом другом стадиуму живота продре, понекад, далеко у умерени појас, пре него што се потпуно испуни и ишчезне. Тајфуни могу, кадикад, доспети до Камчатке, а антилски циклони до Исланда и Гренланда, па и до Западне Европе.

Стварна брзина кретања младих циклона, у првом стадиуму живота, није већа од 9 до 28 километара на час, на другом делу путање, где се доста окреће у поларни правац, брзина остаје и даље незнатна, али се на трећем делу путање повећа отприлике до брзине од 50 километара на час. Иначе, неки циклони на Индијском Океану имају толико споро кретање да изгледа као да су непокретни, док се брзина неких тајфуна у Кинеском Мору може повећати до 90 и 110 км/час.

У истом правцу са брзином унапредног кретања, повећава се величина тропског циклона од првог према трећем стадиуму живота, као што је споменуто у почетку параграфа 229.



Слика 141. — Главне путање циклона на Индијском Океану и на Јужном и Источном Кинеском Мору (по А. Ангоу)

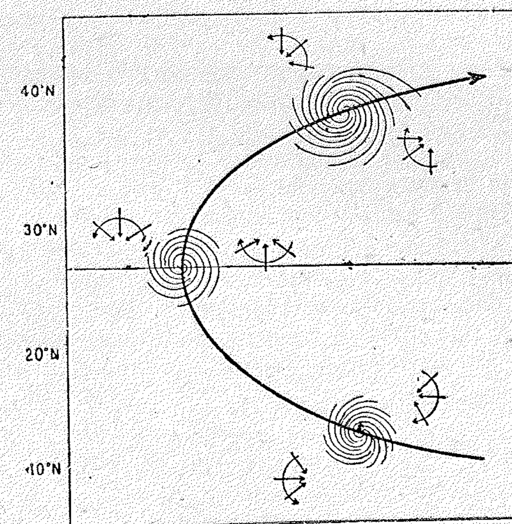
Ваздушни притисак у средишту циклона је веома низак. Обично се смањи до испод 960 мб или 720 мм. Али је било доста случајева у којима је ваздушни притисак у средишту циклона био нижи од 933 мб или 700 мм, а у једном случају чак је спао на 837.5 мб или 628.9 мм. То се догодило 3 фебруара 1899, када је толики притисак регистрован у Вохемару, на североисточној обали Мадагаскара. Последица тога су изванредно велики барски градијенти, а ови су повод за ветрове нечувене јачине. Барски

градијенти, сведени на отстојање од 111 км (параграф 158), често имају вредност од 20 до 25 мм, а кадикад су били још много већи, преко 100 мм. Код депресија на умереним ширинама су, напротив, доста ретки градијенти од 5 мм. Просечно,

градијенту од	2	3	5	7	10	милиметара одговара
јачина ветра од	6	7	9	10	11	степена Бофорове скале.

Како су градијенти код тропских циклона обично већи од 10 мм, ветрови би имали већу брзину од 30 метара у секунду или од 110 километара на час. Међутим су, стварно, регистроване брзине ветра од 60, па и 75 м/сек, одн. 216 до 270 км/час. Последњи се случај збио код тајфуна од 2 септембра 1937, када је у Хонгконгу проузроковао губитак од 20 бродова и 10.000 људских живота. Толико велике брзине ветра наносе огромну штету, не само притиском који врше на разне предмете, него и јаким усисавањем ваздушних маса.

Јачина ветра није иста на свима деловима тропског циклона. Она се повећава од ивица циклона до близине његовог средишта. Овде се наилази на највеће јачине ветра које су уопште познате. Хоризонтално кретање ваздушних честица у циклону је увојито, циклонског правца, као и код извантропских депресија, а то је поглавити узрок поменутог усисавања. Удари ветра су такође значајна особина тропских циклона, који опкољавају њихово средиште са свих страна. Код тајфуна, на пример, просечна јачина ветра од 12 степена по Бофору настане на отстојању од приближно 65 км од средишта, 11 степена на отстојању око 90 км, па се даље постепено смањује тако да јачину од 6 степена добије на отстојању око 300 до 350 км. Поред тога, циклони на северној полукугли имају највећу јачину ветра на предњем делу десне половине, у смислу унапредног кретања (слика 142). Већа јачина ветра на десној страни може се објаснити тиме, што се овде поклапа правац унапредног кретања вртлога са истим циклонским правцем ветра, тако да њихов збир одговара стварној брзини. Даљи је узрок и то, што тропски циклон најчешће оставља пределе високог притиска на својој десној страни (на северној полукугли), те стога се на њој морају појавити највећи градијенти притиска. Та околност, а можда још више правци ветрова, који владају на предњем делу десне половине, и гоне бродове према средишту

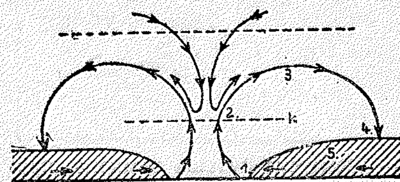


Слика 142. — Шематска путања циклона, промене у његовој величини са отстојањем од места постанка и правци ветра лево и десно од путање; криве стреле показују узастопне промене правца ветра

вртлога, објашњава зашто су морепловци ту страну назвали „опасном половином"; друга, лева је „пловна половина", из разлога, што су на њој правци ветрова такви да бродове односе према задњој страни вртлога и стога могу лако избећи поље опасности.

У средишту циклона налази се ограничен округласти предео, т.зв. о к о о л у ј е, чија је величина променљива. Пречник тог предела је око 8 км на ниским ширинама, па се према вишим ширинама повећава отприлике до 60 км. Ту влада лепо време са искиданим облацима, са тишинама или слабим и променљивим ветровима. Код филипинских тајфуна је просечни пречник око 30 км, а висина им је 9 до 10 км. Ту је ширина олујног ока око трипут већа од висине, тако да изгледа као доста плитка утолеглица. По чињеницама да киша у олујном оку престане, да се облаци често растуре, да брзина ветра знатно ослаби, чак и да влада тишина, да се температура изненадно повећа, а релативна влажност смањи, закључивало се да ту постоји силазно ваздушно кретање. Али су се, у неким случајевима, у оку нагло смањивали и температура и релативна влажност, док се у другим случајевима температура споро повећала, а релативна влажност незнатно смањила. Л и ове разлике тумачи тиме, што се тропски вртлог храни ваздушним масама споља. Ако средиште тајфуна усисава континенталан поларни ваздух, који при томе задржи своје особине, мораће да се температура и влажност смањују у оку олује; ако је усисаван маритиман поларни ваздух, температура се снижава, а релативна влажност слабо мења. Дакле, стања која се тренутно показују у оку тајфуна зависе од особина усисаних ваздушних маса у средишни део вртлога.

И извршена посматрања показују да ваздушне масе струје према средишту спирално, при чему се брзина ветра и висина падавина повећавају до спољашње ивице средишта. Али, ово конвергентно струјање (параграф 154) проузрокује узлазно ваздушно кретање, од кога зависи висина кише. Од кондензационог нивоа k (слика 143) почиње образовање облака, на још већој висини падање кише, али се овим збивањима ослобађа латентна топлота кондензације водене паре. Та ново добијена енергија условљава убрзано узлазно кретање ваздуха, које на некој још већој висини мора прећи у дивергентно струјање. Као накнада за последње струјање, ваздух се спушта из виших слојева према средишту, услед чега се облаци могу растварати. Стрелице у слици 143 показују правце вероватних ваздушних струјања.



Слика 143. — Вероватно струјања ваздуха у оку тајфуна (по С. Ли-у)

231. **Честина тропских циклона.** — Велике и пустошеће тропске вртложасте олује нису свакогодишња појава, али — у понекој години — настану по више пута. То се обично објашњава тиме, што је девијаторна сила земљине ротације незнатна у полутарском појасу. Стога ту нема довољно динамичких услова за чешћу појаву фронталних поремећаја. М о р и је прикупио податке из којих се јасно види колико су ретки атмосферски вртлози у тропским крајевима, према њиховом броју на вишим ширинама. По њему је честина вртложастих олуја, на сваких 1000 посматрања, оволика:

ширински појас	0°—10°	10°—20°	20°—30	30°—40°	40°—50°	50°—60°
честина	2	19	51	208	245	425

Тропски циклони су, поред тога, скоро искључиво везани за океане. Истина, они кадикад прелазе преко океанских острва, али кад дођу на копно, особито бреговито, најчешће брзо ишчезну. Тајфуни су готово непознати у унутрашњости Кине, а у неком приморском месту се појаве отприлике једаред у 20 година.

Из таблице 55 се види да се највећим бројем тропских циклона у току 10 година одликују мора при источној обали Азије, јер се ту појаве 238 пута. Затим долазе јужни део Индијског Океана са 61, североисточни део Тихог Океана са 50, област око Малих и Великих Антила са 48 појава у току од 10 година. Много су ређи циклони на северном делу Индијског Океана (свега 20) и на Јужном Пацифику (18). Месечна честина циклона изражена је у процентима 10-огодишњег броја дана са овом појавом.

Таблица 55. — Честина тропских циклона у појединим месецима, у процентима, са збиром њихових појава у току 10 година

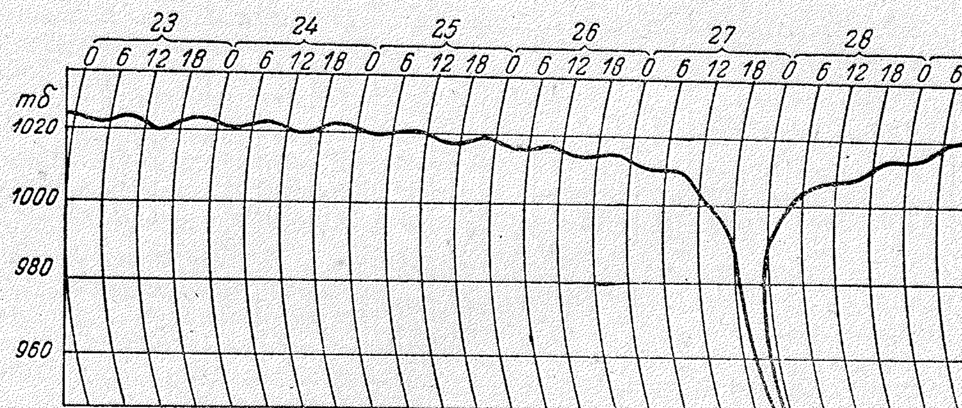
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	збир у 10 година
Антилско Море	.	.	.	.	1	5	6	20	35	28	4	1	48
Арабијско Море	4	.	.	7	14	22	2	.	4	21	22	4	7
Бенгалски Залив	.	.	.	6	17	8	9	2	11	19	21	7	13
Ј. Индиј. Океан	22	24	19	12	4	1	.	.	.	1	6	11	61
мора уз источну обалу Азије	3	2	3	2	5	6	15	17	20	14	8	5	238
СИ. Тихи Океан	.	.	.	.	1	10	14	16	32	21	5	1	50
Ј. Тихи Океан	28	19	26	7	1	.	.	.	1	2	3	13	18

По подацима у горњој таблици излази да су, на северној полукугли, месеци са највећом честином циклона: август, септембар и октобар, у Северном Индику новембар уместо августа; на јужној полукугли су такви месеци: јануар, фебруар и март. Југозападни монсун је толико јак на северном делу Индиског Океана да се тропски циклони ретко могу развити у месецима јулу, августу и септембру. Ту су, међутим, доста чести у ранијим месецима, мају и јуну. Уопште се може рећи да су тропски циклони нарочито чести при крају топлог годишњег доба. Тада је полутарски појас тишина највише одмакнут од полутара, ка вишим ширинама, а појас тишина је повољан за стварање предела атмосферске нестабилности. То је предуслов за постанак циклона. Слично је и у областима монсунских ветрова. Тамо постоје два годишња доба са већом честином циклона, али је главно у јесен, када је ваздух — по престанку југозападног монсуна — знатно влажнији, него у позном пролећу.

232. **Временско стање у тропском циклону.** — Ваздушни притисак се мења веома правилно у тропским крајевима. Дневне промене у ваздушном притиску су, при нормалним условима, прилично велике: у Батавији, на Јави (6.2° југ. шир.), просечно 3.04 мм, са минимима око 4 и 16 часова максимима око 10 и 22 часа; годишњи ток је много неизразитији, јер разлика између месеца са највишим и најнижим притиском није већа од 1.04 мм.

При ближењу циклона често се опази повећање ваздушног притиска, које је праћено врло провидним ваздухом. То је, по некима, први знак о постојању далеке и значајне олује. То повећање притиска је, уједно, и знак о најезди сразмерно хладног ваздуха, а познато је да је сусрет хладних и топлих ваздушних маса повољан за стварање циклона, као и на умереном појасу.

Најважнија опомена је доцније падање барометра. На приближном отстојању од 1500 километара од средишта, на крајњој ивици неког тропског циклона, постоји простран појас са спорим снижавањем притиска, отприлике за 1 мм дневно. И тада се још опажају полудневни таласи ваздушног притиска, али све слабије, што је мање отстојање од средишта, тј. што је циклон ближи; најпосле постану невидљиви на регистровањима барографа. Од тог тренутка се могу очекивати дејства олује и треба предузети све мере предострожности. Притисак се, доцније, почне брже снижавати, небо добије претећи изглед, ветар се брзо појачава, а почињу и пљускови кише. То брже снижавање притиска је често краткотрајно, па одмах следује врло нагло снижавање. Линија на барограму се спушта готово управно; у току једног часа притисак се смањи за 20 мб и више (слика 144). Од тренутка врло наглог падања барометра, посматрач се налази у стварном циклону.

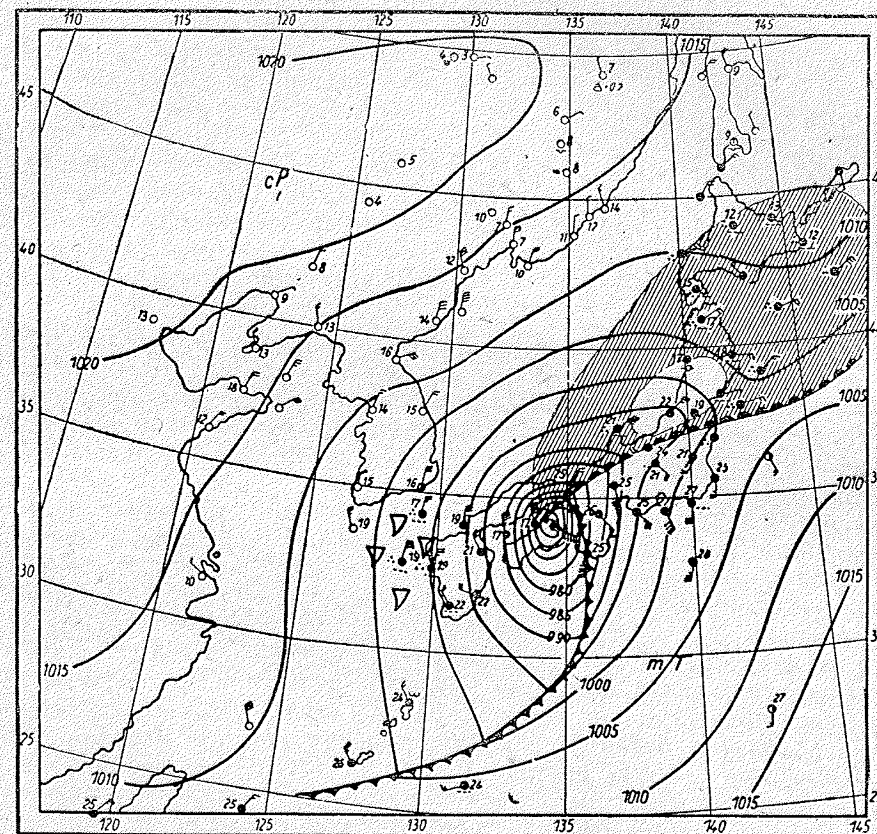


Слика 144. — Барограм тропског циклона на Кокосовим (Килинг) Острвима у Индијском Океану, од 27—28 новембра 1909

Све ове промене ваздушног притиска, које се опажају на барограмима, последица су расподеле ваздушног притиска у дотичном тропском циклону. Синоптичка карта тајфуна од 21 септембра 1934 у 7 часова, чије се средиште налазило између острва Хондо и Шикоку, приказана је у слици 145. Тај тајфун се, од прошлог дана у 19 час., почео регенерисати, те му се притисак у средишту смањио отприлике за 10 мб, другим речима, тајфун се удубљивао и постајао делотворнији.

Од тренутка кад циклон дође до неког места, ветар се све више појачава. Орканску јачину добије пре но што доспе до олујног ока, где се испољи у страховитим ударима, па се касније знатно утиша. По пролазу олујног ока над посматрачевим местом, зачује се бесно хујање, као предзнак

поновних страховитих удара ветра, али из супротног правца, а доцније се јачина ветра постепено смањује. Ако средиште не пролази над посматрачем, неће ветар почети да дува из супротног правца, него се дешава исто као кад извантропска депресија прелази над посматрачевим местом правцем *DE* одн. правцем *FG* (параграф 197 и слика 124).



Слика 145. — Расподела изобара при јапанском тајфуну од 21 септембра 1934, у 7 часова, у мб, приликом његове регенерације, са пределом падавина (шрафирано)

Унутрашњост тропског циклона одликује се врло јаком кондензацијом водене паре, што се огледа у тамном покривачу облачних маса, нимбостратуса и искиданих облака у парчад (Fcu). Из ових покривача пада киша у виду провала облака, кадикад праћена непогодама. Висина кише од 500 мм у једном дану доста је честа, док је, при тајфуну од 15 јула 1911, пало на планиском месту Багујо, на острву Лузону, у току целог дана 1168 мм кише (стр. 257). При падању кише је, наравно, видљивост доста смањена, као и температура. У олујном оку се, напротив, облачност смањи или потпуно ишчезне, температура се нешто повећа, а киша уопште престане. Али се, после пролаза олујног ока, поново наоблачи, киша пада својом ранијом јачином, а температура се прилично снизи. На задњој страни циклона те

појаве нису дужег трајања; чим се циклон удаљи, облачни покривач се растура, јављају се фракто-кумулуси и цируси, киша престане, температура се повиси, притисак ваздуха повећа се до своје нормалне вредности, а ветар — услед тога — знатно ослаби.

Тако се мењају временска стања при пролазу тропског циклона. Али се мора нагласити да је то само најопштији опис, јер се особине тропских олуја не разликују само од једног предела до другог, него и свака од њих има другачије особине, и при пролазу над истим местом. Уопште вреди за све тропске циклоне да су са свих страна ограничени цирусима, који се распростиру више зракасто, и да је општи изглед облака једнолик на свима странама циклона.

Услед изванредно јаких пљускова настају на острвима и у копну веома велике поплаве, које су обично убитачне. Али, још већа пустошења проузрокују олујни таласи на равним обалама, ако преко њих пролази жестока вртложаста олуја. Последице су још много горе, ако олујни талас настане истовремено са плимским таласом, јер тада висини првог придође и висина другог таласа.

233. **Претсказивање ближења тропског циклона.** — Огромне штете, које циклони наносе бродовима или настањеним местима, узрок су што се и претсказивања циклона врше у метеоролошким заводима, који се налазе у близини предела њихове појаве. Опомене о ближењу циклона дају уопште обавештење о њиховом положају у одређеним временима, о њиховој јачини и општем правцу кретања.

Неке метеоролошке појаве у самим тропским циклонима могу се, такође, употребити као предзнаци о њиховом ближењу. Свугде претходе циклонима необичне боје неба при излазима и залазима Сунца. Те појаве испредњаче раније споменутим променама у ваздушном притиску, нарочито бржем смањивању. Сутон је прилично продужен, али небо добија боју печене цигле или бакра, која је иначе сасвим необична. Небо се превуче и танким цирусним велом, око кога се образују халои или прстенови, и који постаје све гушћи. Настане влажно-запаран и веома тежак ваздух. Најзад се појави облачни покривач, као нека далека обала на морском хоризонту, и данима се може пратити у даљини, после пролаза циклона. И један једини предзнак треба да привуче пажњу посматрача, нарочито у добу највеће честине циклона, а два или три истодобна предзнака сигурно указују на ближење ружног времена.

Цируси су један од најглавнијих предзнака. На Филипинским Острвима се опазе 1000 км далеко од средишта циклона. Њихово кретање треба одредити чим се појаве. Ако је кретање брзо, има доста изгледа да се одређеним правцем креће значајан атмосферски вртлог. Тада треба пазити да ли ће се барометар спуштати, јер се само по томе може закључити да ли је претеће небо одиста у вези са циклоном. Светли и јасно ограничени цируси означују да је циклон млад, скоро створен, дакле малог пречника, али великог интензитета. Бледи цируси са нејасним границама указују, напротив, да је циклон старији, одавна створен, и да је знатно већи.

Таласање мора, т.зв. мртво море, које је проузроковано тропским циклоном, претставља веома важан предзнак за морепловца. Веома јаке океанске струје нису само произведене ветром, него и олујама, које гурају морску воду испред себе.

234. **Теорија тропских циклона.** — Првобитни узрок постанка тропских циклона није довољно објашњен. Тек када се буде добио велики број аеролошких посматрања до висине од двадесетак километара, моћи ће се о томе дати сигурнија теорија. Засад постоје две главне теорије о постанку и постојаности тропских циклона: конвективна и механичка.

Конвективна теорија претпоставља ове предуслове: 1. ваздух мора бити топао и веома влажан; 2. девијаторна сила мора бити делатна; 3. вертикални градијент температуре мора бити толики да се ваздух може узлазно кретати све док не доспе до висине око 15 километара; 4. мора постојати способан механизам који ће однети собом велике масе ваздуха до врха вртлога. Ако постоје сви ови предуслови, стуб ваздушног вртлога може постати изванредно стабилан и, у том случају, заштићен од свих спољашњих утицаја који би га могли уништити. Узлазна кретања проузрокују пљускове, којима се ослобађа латентна топлота, а ова појачава даље узлазно кретање. То, опет, повећава притицање влажног ваздуха са свих страна изнад земљине површине, док се не успостави стационарно стање, при коме девијаторна сила одржава равнотежу са барским градијентом. Како се притицање ваздушних маса уздиже спирално, одржање угаоног момента је важан чинилац за успостављање веома јаке циркулације близу циклонског средишта. Циклон добија своју енергију ослобођеном латентном топлотом кондензације при узлазном кретању влажног ваздуха, која је пореклом од најближег ваздушног слоја океанској површини.

Механичка теорија почива на другим претпоставкама. Атмосфера тропских крајева је прегрејана и преоптерећена воденом паром. Вероватно се ту могу појавити, из поменутог разлога, разни узроци нестабилности, од којих је најважнији додир ваздушних маса са различитом температуром и влажношћу. Да би се у таквој атмосфери могао развити стварни ваздушни вртлог, потребан је доста незнатан узрок: разлика у температури две ваздушне масе од неколико степена, два обилижња ветра из супротног правца, јако узлазно кретање ваздуха. На тај начин је стварање тропског циклона условљено истим узроцима као и код ивантропских депресија. Ако би се тропски фронт пружао на толиком отстојању од полутара да девијаторна сила може бити делатна, и ако тим фронтом раздвојене ваздушне масе имају различито топлотно стање, на њему ће, повремено, настати поремећаји, које зовемо тропским циклонима. Индијски метеорлози су утврдили да и ове творевине имају топли сектор у својим почетним стадијима, тј. у стадиуму младости (сл. 145). Али, не мора увек настати преображај неког таласа на тропском фронту у изванредно јак, али сразмерно мали вртлог; ако се то збивање деси, има необично силовит ток. Особеност овог збивања налази своје објашњење у великој енергији влажно-лабилног стања код ваздушних маса, које су раздвојене фронтом. Тај развитак, међутим, није условљен само тиме, што се потенцијална енергија лабилне расподеле ваздушних маса ослободила, него поглавито тиме, што се енергија влажно-лабилног стања преобрази у кинетичку енергију. Тропски циклон добија, ипак, највећу дубину и јачину ветра од 12 степена тек пошто се завртложи, а тиме му се поремети симетрија у расподели температура.

Почетно снижавање ваздушног притиска у приземним ваздушним слојевима тропског циклона може, по новијим теоријама, бити изазвано

спољашњим узроцима, на пример променама у високој атмосфери. По Лиу је, са друге стране, вероватно да продирући хладан ваздух створи само један сектор, затим буде вртлогом одвучен и увучен све до средишта вртлога. Поред тога, често је опажено на ниским ширинама да је у олујном оку топлије, него у спољашњим деловима циклона, док је на вишим ширинама температура око средишта циклона нижа, него даље ка периферији. То супротно понашање температуре између унутрашњих и спољашњих делова циклона на нижим и вишим ширинама не може се потпуно објаснити; вероватно има, при томе, утицаја већа кондензациона топлота у тропима, која може надокнадити незнатне разлике у температури.

Значајно је да се тропски вртлози најчешће јављају на западној половини светских океана (параграф 226), ма да има и изузетака (североисточни део Тихог Океана, источни део Јужног Индика, Бенгалски Залив). То се може објаснити чињеницом, што се ваздушне масе, у тропском појасу, крећу од предела високих притисака, који су много развијенији на источним деловима океана (слика 40, 41), према полутару. Тај ваздух је, дакле, пореклом са виших ширина и зато је сразмерно хладан. Да би добио потребну топлоту и садржину водене паре, ради образовања тропског циклонао мора струјати веома далеко на запад над површином топлог океана. Важна је и друга чињеница, што се тропски циклони крећу од истока према западу у раном периоду свог живота, као младе творевине, од којих се велики део не може открити све док се не приближе граници западне половине океана

Осма глава

ЛОКАЛНЕ ОЛУЈЕ

235. **Опште напомене.** — У локалне олује спадају непогоде, ваздушне трубе или чеврнтије, пијавице, вихори, торнеди.

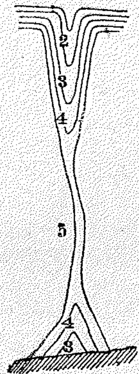
Често се, у вишим слојевима атмосфере, најчешће на средњој висини облака, образују изванредно жестоки вртлози. Они се спуштају према земљиној површини у виду подужег, често вијугавог црева, које је горе и доле левкасто проширено. Њихова јачина се огледа у великом механичком дејству на земљиној површини. Често се облик вртложног црева може упоредити са слоновом сурлом. Овакве ваздушне творевине зову се трубе или чеврнтије ако се појаве над копном, а именом пијавица, ако настану над морем. Може се, у неким случајевима, десити да се вртложаста олуја створи близу морске обале и да се креће са мора на копно, или обратно. Тада се иста творевина зове пијавица и чеврнтија, према томе да ли се налази над морем или над копном. Торнеди су ограничени само на копно.

Вихори су сасвим другачије атмосферске појаве, ма да се често увршћују у исти ред са трубама. Једина сличност између њих је у томе што се јављају у виду вртложних стубова; такви су вихори песка или пешчане олује у пустињама или вихори прашине у нашим крајевима. Оваква вртложаста кретања могу се назвати термичким вихорима, по узроку њиховог постанка.

Као непогоде се зову оне појаве при којима је кондензација водене паре, стварање нимбостратуса и кумулонимбуса, и лучење падавина изових, у непосредној вези са видљивим и чујним електричним пражњењима. Појава муње и грома, понекад само муње, по својој суштини припадају појму непогоде или невремена. Велики електрични напони у кумулонимбусу, који доводе до јаких пражњења у виду муња, несумњиво су последица кондензације водене паре или њених производа.

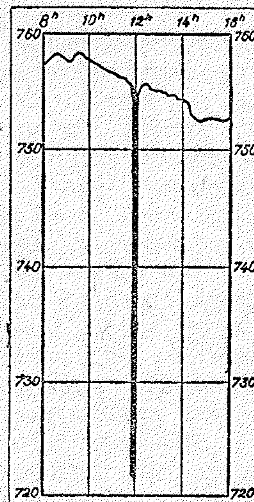
236. **Ваздушне трубе, пијавице и вихори.** — Ваздушне трубе или чеврнтије су вртложаста ваздушна кретања са управном или нагнутом осом. У њима је вртложасто кретање најчешће циклонског правца, (параграф 160, око средине), али се кадикад дешава у супротном правцу, а кашто је доста тешко одредити правац вртложења. Пречник труба је доста незнатан, 10 до 300 метара, око 4000 пута мањи, него код тропских циклона, а висина им је отприлике 30 пута већа од ширине.

Труба се, већином, развија овако: Основица неког дела облака почиње се, у левкастом виду, спуштати на доле, према земљиној површини (слика 146, стадиум 1). Тај облик постаје све изразитији, т.ј све више се спушта према земљиној површини и прелази у облик трубе (стадиум 2), а упоредо са његовим развијањем почне да се вртложи и ваздух изнад земљине површине и уздиже такође у левкастом виду (стадиум 3). Тако се оба врха све све више ближе један другоме (стадиум 4) и у одређеном тренутку се споје — чеврнтија се потпуно развила (стадиум 5). Облик ове творевине може бити врло различит, према саставу облака и месту постанка. Али је утврђено да се у овим вртлозима морају разликовати језгро и омотач. У језгру, где је ваздух обично изванредно разређен, притисак се може веома јако снизити — просечно за 35 мм одн. 47 мб —, а брзина ветра знатно повећати до 50—75 м/сек. Омотач творевине налази се у жестоком вртложном и узлазном кретању, и главни је предео кондензације водене паре, док се око саме осе често опажа истодобно силазно кретање. По овоме није чудо, што је сила таквих вртлога необично велика. Олујни ветар чупа дрвета из корена, уздиже кућне кровове, наноси мање или веће штете зиданим зградама, али на сразмерно уској и краткој путањи. Чеврнтије у Европи се најчешће крећу са запада или југозапада на дужини до 400 км и са трајањем до три часа. Просечна дужина кретања им је, међутим, 1 до 10 км, трајање 10 до 30 минута, а ширина путање око 200 метара. При њиховом пролажењу падају јаки пљускови кише, али понекад тек неколико капи.



Слика 146. — Стадиуми развитка ваздушне трубе и пијавице

Интересантна је труба која је опажена у луци Бизерте (Тунис) 17 новембра 1898. Она се кретала са југоистока према северозападу нечувеном јачином, разоравајући све на што је наишла. Водена површина се, неколико минута пре тога, нагло спуштала, док се сив и непровидан облак веома нагло ближио са југоистока; огромни талас се изненадно бацио на северну страну пристаништа, а истодобно, кад је почео пљусак, настао је страховити оркан. После пређеног пута од приближно два километра, труба је ишчезла исто тако нагло, као што се образовала. Барометар је пао, за 4—5 минута, од 756 мм на 722 мм, дакле за 34 мм одн. за 45 мб, да би се исто тако нагло попео до првобитне висине (слика 147). Та труба је имала пречник од двадесетак метара, врло јаку ротациону брзину, али спорију брзину унапредног кретања, које је трајало бар 10 минута.



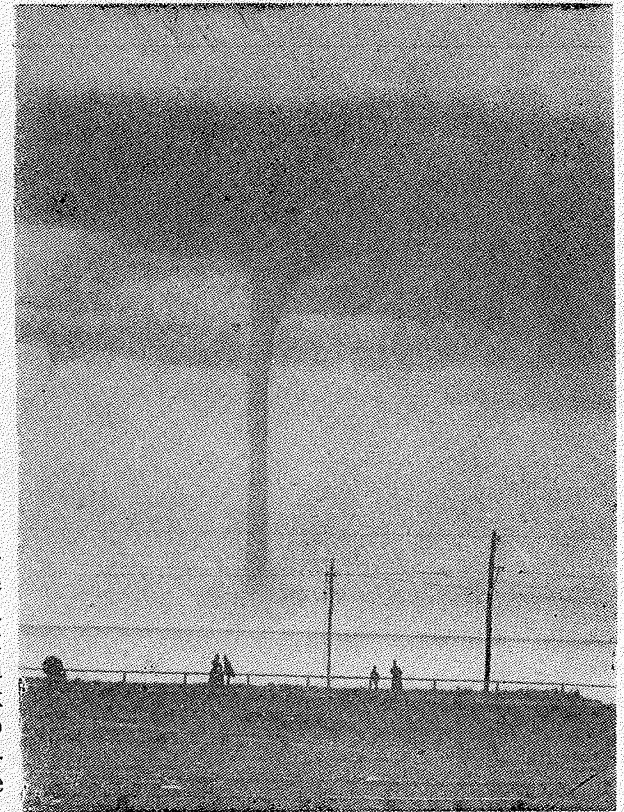
Слика 147. — Промене у ваздушном притиску, приликом пролаза ваздушне трубе близу Бизерта од 17 новембра 1898 (по Ж. Рушу)

П и ј а в и ц е се најчешће појављују изнад топлијих мора на средњим и нижим ширинама, са пречником од 5 до 10 м; он се ретко повећа до 100

метара. И пијавице се увек развијају на основици великих тамних облака, као и трубе. Кад се црево левка приближи морској површини, вода се веома јако ускомеша, буде повучена за 2 до 3 метра увис, а затим се збива исто као код трубе. Али, није сигурно да ли су пијавице стварно стубови воде. Једино се може рећи да, при јачем развитку, „водени шмрк“ око језгра повуче воду до незнатне висине, а даље буде одвучена до облака у виду најситније пене. Да пијавице нису водени стубови тим је вероватније, што неке од њих ни не доспу до морске површине, него и даље лебде, као да су привезане за облак. Пијавице су, очевидно, саграђене из кондензоване водене паре, водених капи и сићушних честица као водена прашина.

Пијавица, после одређеног пређеног пута, ишчезне; изгледа као да се уздиже према облаку, превијајући се налик на црва, а испод облака остане нека врста кесе, које полако нестаје. Понекад, напротив, нарочито кад наиђе на неку већу препреку, пијавица се „провали“. У том случају пада из ње много кише.

Треба обратити пажњу на једну пијавицу која је тачно измерена и физички исцрпно проучена била од *Ф р е н к Б и г и л о а*. Она се појавила 19 августа 1896 близу Котец Сити, на источној обали Сједињених Држава (слика 148). Њене димензије су оволике: пречник црева на океанској површини 72 м, пречник водених маса и пене 220 м, висина ових 128 м, дужина црева до облака 1097 м, висина облачног врха из кога се спушта пијавица 4880 м, брзина унапредног кретања 1.8 км/час.



Слика 148. — Пијавица близу места Котец Сити од 19 августа 1896 (по фотографији Л. Н. Чемберлена)

Пијавице се разликују од труба по томе, што, углавном, имају мање димензије, што су ретко праволиниске и управне, него већином извијеног облика, што се чешће појави истодобно неколико пијавица; али се и једне и друге најчешће појављују при тихом и топлом времену, које се спрема за непогоду. Понекад их, међутим, има и при јачим ветровима, па и олујама.

Вихори се поглавито стварају при јаком загревању површине тла, под утицајем сунчева зрачења, дакле прегрејаношћу приземних ваздушних слојева. Тада се често појаве непосредно изнад земљине површине. Трубе и пијавице настају, напротив, при мутном времену, под облаком непогоде. У песковитим пустињама се, при врло високој температури, опажа вртложасто кретање при земљиној површини, које постаје видљиво понесеним честицама песка ветром. Ови вихори, при довољно јаком и дугом загревању, добију прилично велике димензије. Они се опажају у Египту у виду стубова, са пречником од 2—3 метра при земљиној површини, који се према висини проширују; развијају се до висине од 500 до 1000 метара. Што више песка учествује у овим вихорима, тим је небо мутније, а видљивост постаје све мања и у хоризонталном правцу.

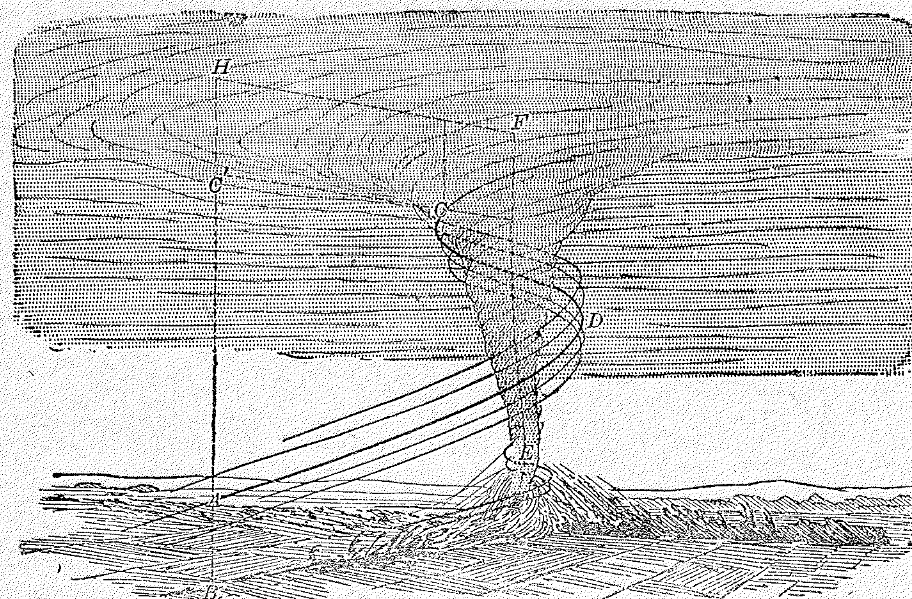
Изузетно јако загревање тла и приземних ваздушних слојева може произвести сличне појаве и у нашим крајевима, али у овим случајевима обично вихоре прашине. Такав вихор је прешао преко Београда крајем јула 1920, око 18 часова, и трајао је пет минута.

237. **Торнеди** — Најјаче локалне вртложасте олује, и са прилично већим пречником од труба, јављају се у Сједињеним Државама, где имају толико јаку разорну силу као, вероватно, нигде на свету. То су торнеди, који се стварају у висинским границама облака, испод нивоа цируса и изнад основице великих кумулуса, а одатле се постепено спуштају према земљиној површини у виду левка.

Постанак левка се може објаснити сликом 148, у којој је средиште његово означено линијом EF. Треба прво посмотрити ваздушне услове у A, на умереној висини изнад места B, које је око 200 м југозападно од вртлога. Температура и влажност ваздуха су на месту A толики да би се, при узлазном кретању ваздуха, облак почео образовати на висини H, тј. на основици пространог кумулонимбуса. Али, уместо вертикалног уздизања, ваздух од места A притиче ка језгру торнеда дуж нагнуте узлазне спиралне путање ADC. Доспевши до висине C, ваздух се расхлади не само услед ширења на своме узлазном кретању, AC', него и услед ширења у језгру ниског притиска. Ако би, на месту C, хлађење ваздуха, услед ширења у језгру ниског притиска, било равно произведеном хлађењу на узлазном кретању кроз даљу висину $C'H$, постао би улазећи узвртложен ваздух у средиште торнеда облачан, услед кондензоване водене паре. Комбинација ова два различита узрока хлађења ваздуха даје објашњење о облику левкастог облака.

Торнедо се може појавити готово у сваком месту америчких прерија између Стеновитих Планина и Епелечена, али углавном од 40° сев. шир. даље на југ. Овакве вртложасте олује су, и у другим крајевима света, ограничене на ширине од 40° до 20°, али нигде нису тако честе као у Сједињеним Државама и у Аустралији. Торнеди се у Северној Америци крећу поглавито према североистоку, просечном брзином од 35 до 65 километара на час (око 10 до 18 м/сек), али је брзина ветра при њима несравњено већа, око 650 км/час или 167 м/сек, судећи бар по произведеним дејствима. Иначе, просечни пречник није им већи од 300 м; само се по неки пут повећа до 1600 метара. Изгледа да се и ваздушни притисак у унутрашњости вртлога може веома снизити, отприлике за 100 мб или 75 мм и више. Тиме су изазвани огромни барски градијенти, па и поменута брзина ветра.

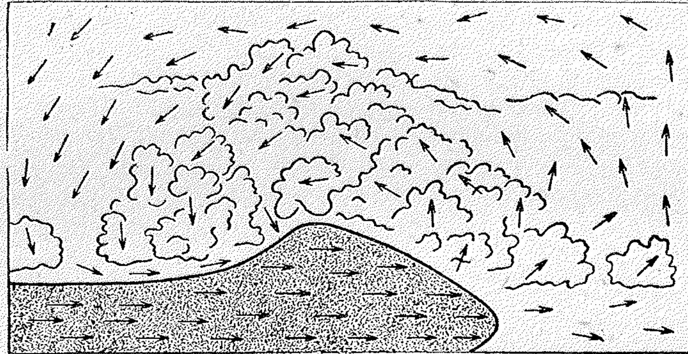
За постанак торнеда потребни су ови услови: 1. јако конвективно дејство, удружено са тропским ваздухом у дотичном пределу; 2. постојање приближно стационарног или споро померајућег хладног фронта. Развијени таласи дуж површине фронта могу се, при таквим условима, откинути и постати лабилни. Ако је расподела ваздушног притиска и струјања повољна, тај лабилни талас нагло повећава своју јачину и развије се у торнедо. Место његовог постанка је на југоисточној страни барометарске депресије, већином на издуженом жлебу ниског притиска, где хладни ветрови са задње стране ударају на топле ваздушне масе у предњем сектору. Увек се јављају у вези са јаким непогодама. Велике разлике у температури америчких депресија изгледа да су потребан услов за њихов постанак. Узлазно ваздушно кретање око језгра торнеда, дакле дејство усисавања ваздуха, изванредно је велико. То се може закључити по чињеници, што торнедо подиже високо у ваздух тешке предмете, кућне кровове, крупну стоку, дрвета итд., носи их собом неколико стотина метара далеко и тек тада падну.



Слика 149. — Постанак левкастог облика облака при торнеду (по В. М. Девису)

Торнеди се најчешће јављају по подне, нарочито између 14 и 20 часова, дакле при најповољнијим условима за јаке конвективне струје, а у годишњем току између априла и јула, нарочито често у два прва месеца. Годишње се појави у Сједињеним Државама и у Аустралији око 50 торнеда, али су — просечно — тек три од њих разоравајући. Пошто торнедо не траје никад дуже од неколико часова, није ни површина преко које прелазе велика; то је сразмерно узан, али веома дугачак појас. Путања је код већих торнеда 350 км дугачка и 1.5 км широка. По томе ни нанесена штета од њих није сувише велика, просечно 8 милиона долара годишње.

238. **Непогоде и њихове врсте.** — Динамичко збивање је увек исто при стварању непогода или невремена. Хладне ваздушне масе продиру у топлије масе испред њих. Обе ове масе могу се налазити у равнотежи, једне крај других, само при одређеним условима. Ако ови нису испуњени, хладан ваздух има тежњу да подилази под топлији ваздух, услед своје веће специфичне тежине, и ту да се распространи, присиљавајући топлији ваздух да се уздиже. Шмит је подробније проучио механику овог збивања



Слика 150. — Налирање и подилажење хладног ваздуха (тачкасто) под топли, са правцима кретања честица у првом и другом (по В. Шмиту)

огледима, при чему се показало да се хладан ваздух не увлачи под топли ваздух у виду оштрог клина, како се претпоставља (параграф 211), него више у облику уздигнуте главе. Ова потискује топлу ваздушну масу унапред, навише и унатраг, као што показује слика 150. Тиме се објашњава жестина појава на челу непогоде, као и нагло повећање ваздушног притиска, које је проузроковано продирањем хладног ваздуха. Тај скок притиска на барограму зове се и нос непогоде. Стрелице у топлој ваздушној маси показују правац ваздушних кретања. Пред главом се стварају облаци са доцнијим падавинама из њих, а иза главе настаје делимично растварање облака.

Непогоде или невремена (рус. *гроза*, франц. *orage*, енгл. *thunderstorm*, нем. *Gewitter*) могу се поделити у две главне врсте, према узроцима атмосферске лабилности. Непогоде су условљене: 1. термички, 2. фронтом.

Топлотне непогоде се своде на прегрејаност приземних ваздушних маса над површином копна у ведрим и топлим летњим данима, по чему су последице дневног температурног тока. Узрок њиховог постанка су поремећаји у вертикалној равнотежи температуре. Код топлотних непогода је својствена лабилност у вишим ваздушним слојевима, која се показује у великим вертикалним градијентима, док је слојевитост стабилнија у нижим и приземним слојевима. Тако је, по Линдхолму, на основу извршених мерења у Норвешкој од 15 маја 1924, градијент температуре од земљине површине до висине од 1.5 км имао просечну вредност од 0.44°, док је одатле до 3 км био око два пут већи, у средњу руку 0.85°. Тада може и најмањи повод довести до пробијања доњих прегрејаних слојева кроз више, много хладније слојеве ваздуха, до стварања дебелих облачних маса и обилних падавина из ових, које су праћене електричним пражњењима.

За ове непогоде је потребно такво временско стање, при коме владају сасвим незнатне разлике у ваздушном притиску, а по томе и слаби ветрови. При дуготрајном ведром и сунчаном времену настану веома повољни услови да се приземни ваздух необично јако загреје, чиме је омогућено изванредно интензивно узлазно кретање атмосферских маса. Када се атмосфера налази у оваквом стању, стално притицање изванредно влажног ваздуха са околних мора или мокрог земљишта даје узлазној струји могућност да се водена пара кондензује у огромном броју кишних капи и ледених кристала, а то је предуслов зи образовање крупних зрна града. При кондензацији се, међутим, ослобађа знатна количина енергије, а ова — са своје стране — даје атмосфери често експлозивну силу, која се, на пример, испољила у југоисточној Енглеској 9 јула 1923. Ниски ваздушни слој је, три дана пре ове експлозивне непогоде, био до висине од 800 метара толико измешан да би сваких 1000 кубних дециметара на његовој површини, ако је засићен воденом паром, било напуњено електрицитетом од приближно 235000 вата/сек.

Најзад, топлотне непогоде су обично локалне природе, а немају за последицу ни промену у владајућем временском стању. Чим се код топлотне непогоде изравна вертикална лабилност виших ваздушних слојева, одмах се успостави раније тихо и лепо време, какво је било пре ове непогоде. Топлотне непогоде су готово свакодневна појава на планинским острвима у тропском појасу. Бујтенсорг, на Јави, има у 250 дана јаке грмљавине. Узрок толико честим непогодама је то, што је ваздух овде веома влажан, што између 13 и 14 часова има у приземном слоју просечну температуру од 28° до 30°, и што његово узлазно кретање допире, отприлике, до висине од 15 километара.

Фронталне непогоде су оне, које настају на хладном фронту при пролазу неке ниске депресије. Оне се, стога, зову и вртложне непогоде. Велика лабилност атмосфере, са довољном садржином водене паре, претставља и овде потребне услове за развитак непогоде, ако хладна ваздушна маса подилази под топлу, и присиљава је на узлазно кретање. Лабилност је нарочито повећана, ако се хладна и топла ваздушна струја, на обе стране фронта, знатно разликују у температури и ако су им правци кретања јако нагнути један према другом. Када се фронталне непогоде стварају на копну, то се обично дешава пред вече, јер су приземни слојеви ваздуха тада још доста загрејани сунчевим зрачењем. Обично су праћене жестоким ударима ветра, обилатом кишом, градом или снегом, изненадним повишењем притиска и снижавањем температуре.

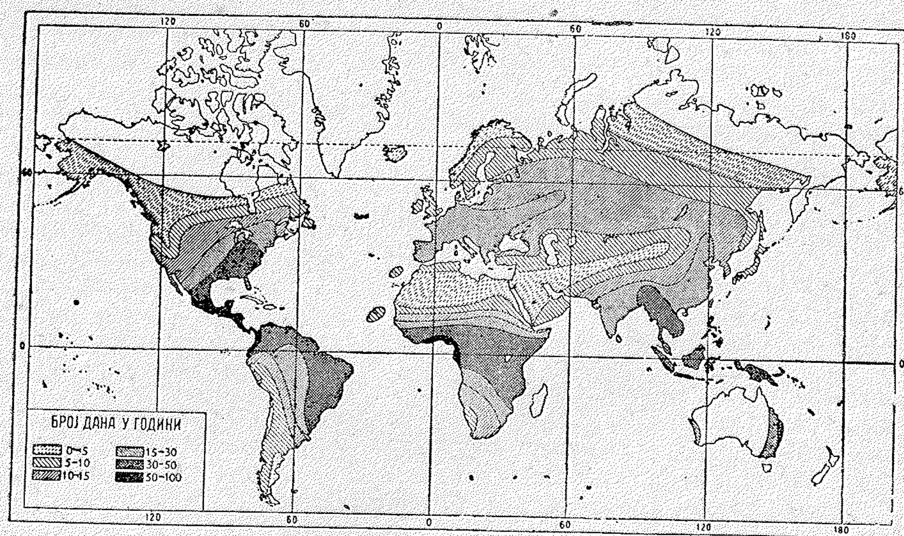
Треба споменути и ову чињеницу. Пилоти су, при својим летењима, били утврдили да врхови облака са вертикалним развићем могу, чешће, достићи висину од 9 до 12 км, чак и зими, када лабилност ваздушних маса не може бити велика. Изванредно велики пад температуре, коме подлежи узлазна маса влажног ваздуха, несумњиво доводи до обилне кондензације водене паре и њених последица.

Непогода има, при лабилном атмосферском стању, и на топлом фронту, али нису никад толико јаке и честе, као код оних на хладноме фронту. Узрок је у томе, што је усклизавање загрејаног ваздуха на топлом фронту слабије, ма да је ваздух у топлом сектору тропског порекла и располаже са довољном потенцијалном енергијом за конвек-

тивно дејство. Овај тип непогоде се чешће појави изненадно, у неочекивано време, тј. када узлазан топли ваздух постане пресићен воденом паром и кондензовани производи се излуче из облака невремена.

Фронталне непогоде се, насупрот термичкима, одликују тиме, што су прилично независне од дневних и годишњих промена температуре, што су више регионалне појаве, што најчешће имају већу брзину унапредног кретања, и што их готово никад нема у тропском појасу.

Фронталне непогоде су, најзад, много распрострањеније од топлотних, и готово увек проузрокују преокрет времена. Зимске непогоде у Северној и Средњој Европи, а скоро све непогоде на океанима припадају овој врсти. Нарочито честе су ове непогоде на ивицама депресија, где се развије жлеб ниског притиска. Фронталне непогоде настају у летњој половини године поглавито на јужној или југоисточној ивици барометарске депресије, док се у зимској половини године развију обично на западном квадранту ове творевине.



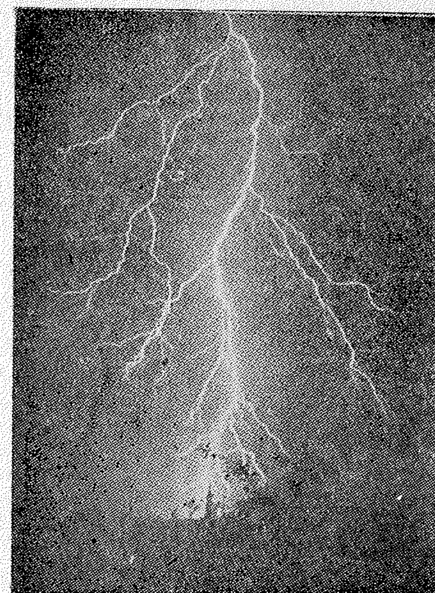
Слика 151. — Расподела годишњег броја дана са непогодом изнад земљине површине (по А. В. Клосовском)

Клосовски је израдио карту расподеле непогода на земљиној површини (слика 151) из које се види да их је, годишње, највише у полутарским крајевима Америке и Африке, у Индо-Кини и на Сундским Острвима, дакле око топлотног екватора. Одатле се њихов број углавном смањује до пустињских крајева, па се опет слабо повећава у Европи и Азији отприлике до 60° сев. шир. У Београду их је 21 дан годишње, од марта до октобра, са максимумом у мају и јуну, по 4.5 и 5.0 дана просечно. На Криму су, готово на истим ширинама, ређе, око 15 непогода годишње, а 13 од њих настају од маја до септембра.

Непогоде су најчешће по подне на копну, по поноћи на океану.

239. **Електрична пражњења у атмосфери.** — Врло јака конвективна кретања ваздуха у кумулонимбусу узрок су, што се у разним деловима овог

облака нагомилава позитивни и негативни електрицитет. То стално нагомилавање довешће, у одређеном тренутку, до тога да настане пражњење електрицитета. Изванредно нагло кретање електрицитета кроз ваздух изазове у њему врло велико загревање и учини га видљивим, као код електричне варнице. Та видљива појава електричног пражњења зове се муња. У природи се, стварно, пражњења дешавају између облака и земљине површине (отстојање око 2 км) или између два облака (отстојање око 10 до 15 км). Енергија пражњења муње износи, по Ч. Т. Р. Вилсону, око 1.6×10^{10} џаула или 4500 киловат-часова. Брус и Голд су 1941 утврдили да је потребни напон за пражњење муње знатно мањи, него што се раније узимало, 5×10^{7} волта, док енергија коју собом пренаша износи, отприлике, 250 киловат-часова. Толико велика енергија даје муњи могућност за веома знатно термичко или механичко дејство: растапање метала, магнетисање гвоздених полуга, паљење сагорљиве материје, убијање људи и животиња итд. Трајање и број појединачних пражњења су готово исти свугде на земљиној површини. Међутим, изгледа да су доцнија пражњења слабија од првих. Најпосле су негативне муње према земљиној површини чешће од позитивних муња, али је сразмера између њих знатно већа у тропима, него на умереним ширинама.



Слика 152. — Разграната муња (по фотографији Виљема Локјера)

Узастопни светлосни зраци муње, пролазећи кроз ваздух, стварају од њега кондуктора, проводника електрицитета. Муња, при томе, крчи сама себи пут. Правац муње нам, често, изгледа веома ћудљив, јер муња скаче и прелази од једног кондуктора на други, бирајући себи пут са најмањим отпором. Фотографско снимање муње показује, најчешће, многобројна разгранавања, која се одвајају од главног зрака, отприлике као притоке од неке велике реке (слика 152).

Јако загревање ваздуха на путањи муње проузрокује у њему врло нагло ширење, скоро са експлозивним жестином. То су звучни зраци који се крећу у свима правцима и чују се као гром. Наравно, како се светлост креће изванредно брзо, у празном простору брзином од 299.860 километара у секунду, а звук несравњено спорије, при обичној ваздушној температури око 17° брзином од 342 метра у секунду, прође увек неко време између виђења муње и чујења грома. Али, громом је означен само тренутни звук, док је овај обично дуготрајнији, а то се назива грмљавина или грмљава. Та већа дуготрајност се може објаснити чињеницом, што муња има увек знатну дужину, те звук са њених разних делова не доспе истовремено до нашег чула слуха, него траје

неколико секунада. Гром се осети, чулно, око 20 или 30 секунада после муње, што би одговарало отстојању од 7 или 10 километара. Јачина звука се знатно појача, ако земљину површину покрива слој хладног ваздуха, на пример при пролазу главне непогоде, па је тада много јача и грмљавина. При грмљавини се најпре чују звуци до 40 вибрација или трептаја у секунду, дакле као звук контра це, или још дубљи, а мање они од 40 до 75 вибрација у секунду. Грмљавина је зато обично потмула; чује се као нека тутњава, треска или рољање.

Као *севање* или *сијавице* означује се светлост муња са удаљених облака непогоде, код којих громови нису више чујни. Кумулонимбуси могу бити, при томе, невидљиви, било да су још испод хоризонта или да су на знатном отстојању од посматрача, а севање се ипак опажа доста дуго.

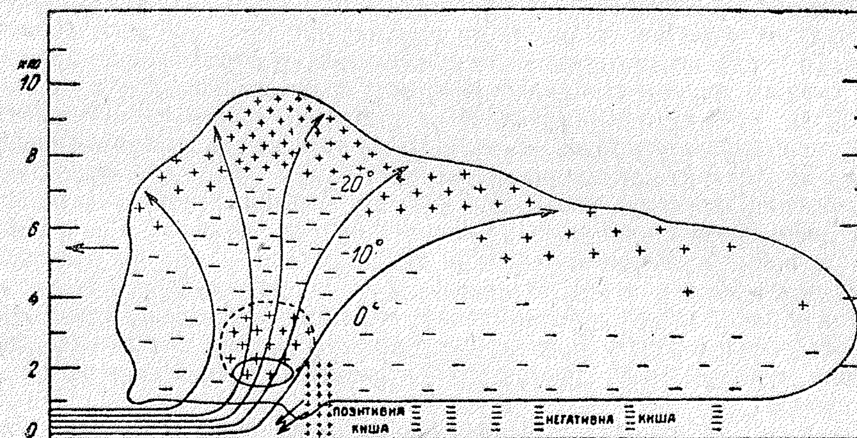
240. **Састав кумулонимбуса.** — Има више назора који треба да објасне расподелу и одвојеност електричних пуњења у облаку непогоде. Највероватнија од њих је теорија Сер Џорџа *Симпсена* и *Скреза*, јер је подупрта посматрањима у самом кумулонимбусу.

Ако се два електрична пуњења супротног знака налазе у два дела облака, постоји између њих електрично поље или потенцијални градијент. Потенцијал се повећава у правцу позитивног пуњења. Ако су пуњења распоређена вертикално, потенцијал се повећава навише, у пределу између нижег негативног пуњења и вишег позитивног пуњења. Каже се да је, у томе случају, потенцијални градијент позитиван. Ако се, са друге стране, негативно пуњење налази горе, тада је потенцијални градијент између оба предела негативан. *Симпсен* и *Скрез* су пронашли огледну методу за одређење знака потенцијалног градијента, а по томе и за вертикалну расподелу пуњења.

Ова испитивања су показала да је, уопште, расподела електричних пуњења у кумулонимбусу таква да је позитивно пуњење у горњем делу облака, негативно пуњење у доњем делу, са локалним згушњавањем или збијањем позитивних пуњења на основици облака, обично баш на челу средишта са обилном кишом, али чешће и на другим деловима основице кумулонимбуса. Горње позитивно пуњење налази се на оном делу облака, где је температура знатно испод ледене тачке, око —25°, и где су честице облака састављене од ледених кристала. Близу доњег дела облака, где је температура изнад тачке мржњења, вероватно око 5° до 8°, ниско позитивно пуњење је стога у пределу водених капи. Расподела електричних пуњења у кумулонимбусу приказана је у слици 153. Пуним линијама су означена ваздушна струјања, стрелицама правци њихових кретања, а отстојање једне од друге линије у обрнутој је сразмери са брзином ветра. Ветар је тим јачи, што су линије ближе. Ваздушне масе улазе у облак са леве стране и крећу се у управном правцу навише. Ма да се стварна брзина смањује дуж струјних линија, вертикална компонента се повећава по улазу ваздуха у облак, а максимум достиже у доњој половини облака. Елипса показује места на којима је вертикална компонента 8 м/сек; компонента је унутар елипсе већа, а изван ње мања од 8 метара у секунду. Водене капи са пречником од 0.5 мм не могу падати из овог дела облака, јер су одржаване у лебдењу потиском вертикалне брзине ветра од 8 м/сек.

Јасно је да се водене капи нагомилавају изнад предела најбржег узлазног кретања ваздушних маса. Једино крупне капи могу падати до

доњег дела облака, таман до површине на којој је вертикална брзина 8 м/сек. Ту се ове капи распадну у неколико мањих, које узлазни ваздух носи собом навише. Али се оне сударају једне са другима, поново се спајају и постају од њих веће капи, које опет почињу падати. Тако се ово збивање наставља. Предео, где је распадање и поновно спајање капи велико, нацртан је испрекиданом кружном линијом, која допире скоро до висине од 4 км. Што су узлазне струје јаче, тим до веће висине допире испрекидана кружна линија; при жестоким олујама се један њезин део прошири до висине на којој је температура тамошњег ваздуха испод тачке мржњења. Али се кондензација, и изнад тог нивоа, врши у виду прехлађених водених капи, отприлике до висине где влада температура од -15° до -20°, одн. до висине око 3 км изнад изотерме од 0°C. Све до те висине пресићеност водене паре, у односу према леду, није довољна да би непосредно почела сублимација. То настаје



Слика 153. — Метеоролошки услови и расподела електричних пуњења у облаку топлотне непогоде, кумулонимбусу (по Сер Џорџу Симпсену и Ф. Џ. Скрезу)

тек изнад овог критичног нивоа, где се ледени кристали, нарочито снежни кристали и грудвице снега, стварају веома нагло. Ако је тежина ових грудвица довољна да надјача потисак узлазне ваздушне струје, оне почињу падати. При томе наилазе на прехлађене водене капи, које се — при додиру са грудвицама — сместа заледе, али ту затворе у себе одређену количину ваздуха, те се око снежних грудвица образује превлака или љускица меког и непровидног белог леда. Тако настала ситна зрна града наилазе, при даљем падању, на обичне, непрехлађене водене капи; ове се заледе сразмерно споро, обвијајући зрна превлаком чистога леда.

Зрна града буду, кадикад, поново захваћена узлазном струјом, и понесена све до врха облака. Она се, и при овом кретању, сударају са обичним и прехлађеним воденим капима, па се опет образују превлаке чистог и мутног леда. Исто се дешава и доцније, при падању, када узлазна струја ослаби. Све то се може понављати неколико пута, а зрна града се стално повећавају. Тога ради могу падати толико брзо од облака до земљине површине да се никако не отопе.

Нарочито јак град може падати у тропским крајевима, где је кумулонимбус чисто конвективне природе, а лети и на вишим ширинама. Овде је, међутим, јак и крупан град већином проузрокован дејством фронтова, особито хладних фронтова (в. стр. 431).

Појединачна физичка збивања не могу потпуно протумачити опажену расподелу електричних пуњења у кумулонимбусу. Механизам стварања позитивног пуњења у нижем делу облака, унутар испрекидане кружне линије, објашњен је Симпсеновом теоријом о распадању водених капи. По њој се кишна кап у брзој ваздушној узлазној струји распадне у мање капи, па се, при томе збивању, догађа одвајање електрицитета: капљице добију позитивно пуњење, а ваздух негативно. Али је напред било наведено да се, при узлазној струји, са већом брзином од 8 метара у секунду, и најкрупније капи задржавају у лебдењу, дакле да цела кондензована вода остане и даље у облаку. Стога постоји нагомилавање водених капи изнад узлазне ваздушне струје, која има највећу брзину близу основице облака. То је разлог, што негативно пуњени ваздух бива однашан навише, према горњим деловима облака. Међутим, претпоставка *Симпсена* да највиши део кумулонимбуса има позитивно пуњење није добила потврду извршеним огледима. Симпсен је до тога дошао по својим посматрањима на Антарктици приликом снежних олуја. Он је указивао да су судари ледених кристала узрок, што добијају негативно пуњење, а околни ваздух добија позитивно пуњење. Слични топлотни услови постоје и у највишим деловима кумулонимбуса, који су састављени од ледених кристала. Ови се, услед жестоких конвективних струја, морају сударати и на тим висинама облака, па на тај начин добити негативно пуњење. Ледени кристали, истодобно, и падају кроз ваздух, тако да настаје силазно кретање негативно пуњених маса, док ваздух са позитивним пуњењем остаје на врху облака.

Браво, је, такође, на основу својих посматрања у Севиљи 1942, дошао до вероватног закључка да кумулонимбуси имају у доњим деловима негативно, а у горњим деловима позитивно електрично пуњење.

Електрично пуњење кише зависи од оног дела облака у коме се ствара. Отуда се киша са позитивним пуњењем може очекивати у средишту облака, у близини узлазне ваздушне струје, док кише са негативним пуњењем може бити у спољашњим деловима облака. Позитивно пуњење кише између основице облака и земљине површине обележено је у слици 153 знацима +, а кише са негативним пуњењем, знацима —. Све ово је потврђено огледним доказима.

ПРИЛОГ

ТАБЛИЦА I.

Претварање Фаренхајтових у Целзиусове степене

степени Фаренхајта	Фаренхајтови степени 0°	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°
	Целзиусови степени									
– 90°	–67,78	–68,33	–68,89	–69,44	–70,00	–70,56	–71,11	–71,67	–72,22	–72,78
– 80	–62,22	–62,78	–63,33	–63,89	–64,44	–65,00	–65,56	–66,11	–66,67	–67,22
– 70	–56,67	–57,22	–57,78	–58,33	–58,89	–59,44	–60,00	–60,56	–61,11	–61,67
– 60	–51,11	–51,67	–52,22	–52,78	–53,33	–53,89	–54,44	–55,00	–55,56	–56,11
– 50	–45,56	–46,11	–46,67	–47,22	–47,78	–48,33	–48,89	–49,44	–50,00	–50,56
– 40	–40,00	–40,56	–41,11	–41,67	–42,22	–42,78	–43,33	–43,89	–44,44	–45,00
– 30	–34,44	–35,00	–35,56	–36,11	–36,67	–37,22	–37,78	–38,33	–38,89	–39,44
– 20	–28,89	–29,44	–30,00	–30,56	–31,11	–31,67	–32,22	–32,78	–33,33	–33,89
– 10	–23,33	–23,89	–24,44	–25,00	–25,56	–26,11	–26,67	–27,22	–27,78	–28,33
– 0	–17,78	–18,33	–18,89	–19,44	–20,00	–20,56	–21,11	–21,67	–22,22	–22,78
0	–17,78	–17,22	–16,67	–16,11	–15,56	–15,00	–14,44	–13,89	–13,33	–12,78
10	–12,22	–11,67	–11,11	–10,56	–10,00	–9,44	–8,89	–8,39	–7,78	–7,22
20	–6,67	–6,11	–5,56	–5,00	–4,44	–3,89	–3,33	–2,78	–2,22	–1,67
30	–1,11	–0,56	0,00	0,56	1,11	1,67	2,22	2,78	3,33	3,89
40	4,44	5,00	5,56	6,11	6,67	7,22	7,78	8,33	8,89	9,44
50	10,00	10,56	11,11	11,67	12,22	12,78	13,33	13,89	14,44	15,00
60	15,56	16,11	16,67	17,22	17,78	18,33	18,89	19,44	20,00	20,56
70	21,11	21,67	22,22	22,78	23,33	23,89	24,44	25,00	25,56	26,11
80	26,67	27,22	27,78	28,33	28,89	29,44	30,00	30,56	31,11	31,67
90	32,22	32,78	33,33	33,89	34,44	35,00	35,56	36,11	35,67	37,22
100	37,78	38,33	38,89	39,44	40,00	40,56	41,11	41,67	42,22	42,78
110	43,33	43,89	44,44	45,00	45,56	46,11	46,67	47,22	47,78	48,33
120	48,89	49,44	50,00	50,56	51,11	51,67	52,22	52,78	53,73	53,89
130	54,44	55,00	55,56	56,11	56,67	57,22	57,78	58,33	88'39	59,44
140	60,00	60,56	61,11	61,67	62,22	62,78	63,33	63,89	64,44	65,00
150	65,56	66,11	66,67	67,22	67,78	68,33	68,89	69,44	70,00	70,56
160	71,11	71,67	72,22	72,78	73,33	73,89	74,44	75,00	75,56	76,11
170	76,67	77,22	77,78	78,33	78,89	79,44	80,00	80,56	81,11	81,67
180	82,22	82,78	83,33	83,89	84,44	85,00	85,56	86,11	86,67	87,22
	десетине Фаренхајтових степена									
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
	десетине Целзиусових степена									
	0,00	0,06	0,11	0,17	0,22	0,28	0,33	0,39	0,44	0,50

ТАБЛИЦА II.

Претварање Реомирових у Целзиусове степене

степени Реомира	Реомирови степени 0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Целзиусови степени									
0°	0,00	1,25	2,50	3,75	5,00	6,25	7,50	8,75	10,00	11,25
10	12,50	13,75	15,00	16,25	17,50	18,75	20,00	21,25	22,50	23,75
20	25,00	26,25	27,50	28,75	30,00	31,25	32,50	33,75	35,00	36,25
30	37,50	38,75	40,00	41,25	42,50	43,75	45,00	46,25	47,50	48,75
40	50,00	51,25	52,50	53,75	55,00	56,25	57,50	58,75	60,00	61,25
50	62,50	63,75	65,00	66,25	67,50	68,75	70,00	71,25	72,50	73,75
60	75,00	76,25	77,50	78,75	80,00	81,25	82,50	83,75	85,00	86,25
70	87,50	88,75	90,00	91,25	92,50	93,75	95,00	96,25	97,50	98,75
	десетине Реомирових степена									
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
	десетине Целзиусових степена									
	0,00	0,13	0,25	0,38	0,50	0,63	0,75	0,88	1,00	1,13

При температурама испод нуле, свугде се, испред бројева, стави знак —, на пр. - 12.0°R = — 15.0°C; — 22.7°R = — 28.4°C (= — 27,5° и — 0,9°).

ТАБЛИЦА III.

Претварање милиметара висине живе у милибаре при 0°C на 45° шир.

милиметри	јединице милиметара 0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	притисак у милибарама									
250	333,3	334,6	336,0	337,3	338,6	340,0	341,3	342,6	344,0	345,3
260	346,6	348,0	349,3	350,6	352,0	353,3	354,6	356,0	357,3	358,6
270	360,0	361,3	362,6	364,0	365,3	366,6	368,0	369,3	370,6	372,0
280	373,3	374,6	376,0	377,3	378,6	380,0	381,3	382,6	384,0	385,3
290	386,6	388,0	389,3	390,6	392,0	393,3	394,6	396,0	397,3	398,6
300	400,0	401,3	402,6	404,0	405,3	406,6	408,0	409,3	410,6	412,0
310	413,3	414,6	416,0	417,3	418,6	420,0	421,3	422,6	424,0	425,3
320	426,6	428,0	429,3	430,6	432,0	433,3	434,6	436,0	437,3	438,6
330	440,0	441,3	442,6	444,0	445,3	446,6	448,0	449,3	450,6	452,0
340	453,3	454,6	456,0	457,3	458,6	460,0	461,3	462,6	464,0	465,3
350	466,6	468,0	469,3	470,6	472,0	473,3	474,6	476,0	477,3	478,6
360	480,0	481,3	482,6	484,0	485,3	486,6	488,0	489,3	490,6	492,0
370	493,3	494,6	496,0	497,3	498,6	500,0	501,3	502,6	504,0	505,3
380	506,6	508,0	509,3	510,6	512,0	513,3	514,6	516,0	517,3	518,6
390	520,0	521,3	522,6	524,0	525,3	526,6	528,0	529,3	530,6	532,0
400	533,3	534,6	536,0	537,3	538,6	540,0	541,3	542,6	544,0	545,3
410	546,6	548,0	549,3	550,6	552,0	553,3	554,6	556,0	557,3	558,6
420	560,0	561,3	562,6	564,0	565,3	566,6	568,0	569,3	570,6	572,0
430	573,3	574,6	576,0	577,3	578,6	580,0	581,3	582,6	584,0	585,3
440	586,6	588,0	589,3	590,6	592,0	593,3	594,6	596,0	597,3	598,6
450	600,0	601,3	602,6	604,0	605,3	606,6	608,0	609,3	610,6	611,9
460	613,3	614,6	615,9	617,3	618,6	619,9	621,3	622,6	623,9	625,3
470	626,6	627,9	629,3	630,6	631,9	633,3	634,6	635,9	637,3	638,6
480	639,9	641,3	642,6	643,9	645,3	646,6	647,9	649,3	650,6	651,9
490	653,3	654,6	655,9	657,3	658,6	659,9	661,3	662,6	663,9	665,3
500	666,6	667,9	669,3	670,6	671,9	673,3	674,6	675,9	677,3	678,6
510	679,9	681,3	682,6	683,9	685,3	686,6	687,9	689,3	690,6	691,9
520	693,3	694,6	695,9	697,3	698,6	699,9	701,3	702,6	703,9	705,3
530	706,6	707,9	709,3	710,6	711,9	713,3	714,6	715,9	717,3	718,6
540	719,9	721,3	722,6	723,9	725,3	726,6	727,9	729,3	730,6	731,9
550	733,3	734,6	735,9	737,3	738,6	739,9	741,3	742,6	743,9	745,3
560	746,6	747,9	749,3	750,6	751,9	753,3	754,6	755,9	757,3	758,6
570	759,9	761,3	762,6	763,9	765,3	766,6	767,9	769,3	770,6	771,9
580	773,3	774,6	775,9	777,3	778,6	779,9	781,3	782,6	783,9	785,3
590	786,6	787,9	789,3	790,6	791,9	793,3	794,6	795,9	797,3	798,6
600	799,9	801,3	802,6	803,9	805,3	806,6	807,9	809,3	810,6	811,9
610	813,3	814,6	815,9	817,3	818,6	819,9	821,3	822,6	823,9	825,3
620	826,6	827,9	829,3	830,6	831,9	833,3	834,6	835,9	837,3	838,6
630	839,9	841,3	842,6	843,9	845,3	846,6	847,9	849,3	850,6	851,9
640	853,3	854,6	855,9	857,3	858,6	859,9	861,3	862,6	863,9	865,3
650	866,6	867,9	869,3	870,6	871,9	873,3	874,6	875,9	877,3	878,6
660	879,9	881,3	882,6	883,9	885,3	886,6	887,9	889,3	890,6	891,9
670	893,3	894,6	895,9	897,3	898,6	899,9	901,3	902,6	903,9	905,3
680	906,6	907,9	909,3	910,6	911,9	913,3	914,6	915,9	917,3	918,6
690	919,9	921,3	922,6	923,9	925,3	926,6	927,9	929,3	930,6	931,9

наставак III. таблице

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
700	933,3	934,6	935,9	937,3	938,6	939,9	941,3	942,6	943,9	945,3
710	946,6	947,9	949,3	950,6	951,9	953,3	954,6	955,9	957,3	958,6
720	959,9	961,3	962,6	963,9	965,3	966,6	967,9	969,3	970,6	971,9
730	973,3	974,6	975,9	977,3	978,6	979,9	981,3	982,6	983,9	985,3
740	986,6	987,9	989,3	990,6	991,9	993,3	994,6	995,9	997,3	998,6
750	999,9	1001,3	1002,6	1003,9	1005,3	1006,6	1007,9	1009,3	1010,6	1011,9
760	1013,3	1014,6	1015,9	1017,2	1018,6	1019,9	1021,2	1022,6	1023,9	1025,2
770	1026,6	1027,9	1029,2	1030,6	1031,9	1033,2	1034,6	1035,9	1037,2	1038,6
780	1039,9	1041,2	1042,6	1043,9	1045,2	1046,6	1047,9	1049,2	1050,6	1051,9
790	1053,2	1054,6	1055,9	1057,2	1058,6	1059,9	1061,2	1062,6	1063,9	1065,2
десетине милиметра	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
десетине милибара	0,000	0,133	0,267	0,400	0,533	0,667	0,800	0,933	1,067	1,200

1 мм = 1,333224 мб

ТАБЛИЦА IV.

Претварање милибара у милиметре висине живе при 0°C на 45° шир.

милибари	јединице милибара 0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	притисак у милиметрима									
300	225,0	225,8	226,5	227,2	228,0	228,8	229,5	230,2	231,0	231,8
310	232,5	233,3	234,0	234,8	235,5	236,3	237,0	237,8	238,5	239,3
320	240,0	240,8	241,5	242,3	243,0	243,8	244,5	245,3	246,0	246,8
330	247,5	248,3	249,0	249,8	250,5	251,3	252,0	252,8	253,5	254,3
340	255,0	255,8	256,5	257,3	258,0	258,8	259,5	260,3	261,0	261,8
350	262,5	263,3	264,0	264,8	265,5	266,3	267,0	267,8	268,5	269,3
360	270,0	270,8	271,5	272,3	273,0	273,8	274,5	275,3	276,0	276,8
370	277,5	278,3	279,0	279,8	280,5	281,3	282,0	282,8	283,5	284,3
380	285,0	285,8	286,5	287,3	288,0	288,8	289,5	290,3	291,0	291,8
390	292,5	293,3	294,0	294,8	295,5	296,3	297,0	297,8	298,5	299,3
400	300,0	300,8	301,5	302,3	303,0	303,8	304,5	305,3	306,0	306,8
410	307,5	308,3	309,0	309,8	310,5	311,3	312,0	312,8	313,5	314,3
420	315,0	315,8	316,5	317,3	318,0	318,8	319,5	320,3	321,0	321,8
430	322,5	323,3	324,0	324,8	325,5	326,3	327,0	327,8	328,5	329,3
440	330,0	330,8	331,5	332,3	333,0	333,8	334,5	335,3	336,0	336,8
450	337,5	338,3	339,0	339,8	340,5	341,3	342,0	342,8	343,5	344,3
460	345,0	345,8	346,5	347,3	348,0	348,8	349,5	350,3	351,0	351,8
470	352,5	353,3	354,0	354,8	355,5	356,3	357,0	357,8	358,5	359,3
480	360,0	360,8	361,5	362,3	363,0	363,8	364,5	365,3	366,0	366,8
490	367,5	368,3	369,0	369,8	370,5	371,3	372,0	372,8	373,5	374,3
500	375,0	375,8	376,5	377,3	378,0	378,8	379,5	380,3	381,0	381,8
510	382,5	383,3	384,0	384,8	385,5	386,3	387,0	387,8	388,5	389,3
520	390,0	390,8	391,5	392,3	393,0	393,8	394,5	395,3	396,0	396,8
530	397,5	398,3	399,0	399,8	400,5	401,3	402,0	402,8	403,5	404,3
540	405,0	405,8	406,5	407,3	408,0	408,8	409,5	410,3	411,0	411,8
550	412,5	413,3	414,0	414,8	415,5	416,3	417,0	417,8	418,5	419,3
560	420,0	420,8	421,5	422,3	423,0	423,8	424,5	425,3	426,0	426,8
570	427,5	428,3	429,0	429,8	430,5	431,3	432,0	432,8	433,5	434,3
580	435,0	435,8	436,5	437,3	438,0	438,8	439,5	440,3	441,0	441,8
590	442,5	443,3	444,0	444,8	445,5	446,3	447,0	447,8	448,5	449,3

наставак IV. таблице

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
600	450,0	450,8	451,5	452,3	453,0	453,8	454,5	455,3	456,0	456,8
610	457,5	458,3	459,0	459,8	460,5	461,3	462,0	462,8	463,5	464,3
620	465,0	465,8	466,5	467,3	468,0	468,8	469,5	470,3	471,0	471,8
630	472,5	473,3	474,0	474,8	475,5	476,3	477,0	477,8	478,5	479,3
640	480,0	480,8	481,5	482,3	483,0	483,8	484,5	485,3	486,0	486,8
650	487,5	488,3	489,0	489,8	490,5	491,3	492,0	492,8	493,5	494,3
660	495,0	495,8	496,5	497,3	498,0	498,8	499,5	500,3	501,0	501,8
670	502,5	503,3	504,0	504,8	505,5	506,3	507,0	507,8	508,5	509,3
680	510,0	510,8	511,5	512,3	513,0	513,8	514,5	515,3	516,0	516,8
690	517,5	518,3	519,0	519,8	520,5	521,3	522,0	522,8	523,5	524,3
700	525,0	525,8	526,5	527,3	528,0	528,8	529,5	530,3	531,0	531,8
710	532,5	533,3	534,0	534,8	535,5	536,3	537,0	537,8	538,5	539,3
720	540,0	540,8	541,5	542,3	543,0	543,8	544,5	545,3	546,0	546,8
730	547,5	548,3	549,0	549,8	550,5	551,3	552,0	552,8	553,5	554,3
740	555,0	555,8	556,6	557,3	558,0	558,8	559,6	560,3	561,0	561,8
750	562,6	563,3	564,0	564,8	565,6	566,3	567,0	567,8	568,6	569,3
760	570,0	570,8	571,6	572,3	573,0	573,8	574,6	575,3	576,0	576,8
770	577,6	578,3	579,0	579,8	580,6	581,3	582,0	582,8	583,6	584,3
780	585,0	585,8	586,6	587,3	588,0	588,8	589,6	590,3	591,0	591,8
790	592,6	593,3	594,0	594,8	595,6	596,3	597,0	597,8	598,6	599,3
800	600,0	600,8	601,6	602,3	603,0	603,8	604,6	605,3	606,0	606,8
810	607,6	608,3	609,0	609,8	610,6	611,3	612,0	612,8	613,6	614,3
820	615,0	615,8	616,6	617,3	618,0	618,8	619,6	620,3	621,0	621,8
830	622,6	623,3	624,0	624,8	625,6	626,3	627,0	627,8	628,6	629,3
840	630,0	630,8	631,6	632,3	633,0	633,8	634,6	635,3	636,0	636,8
850	637,6	638,3	639,0	639,8	640,6	641,3	642,0	642,8	643,6	644,3
860	645,0	645,8	646,6	647,3	648,0	648,8	649,6	650,3	651,0	651,8
870	652,6	653,3	654,0	654,8	655,6	656,3	657,0	657,8	658,6	659,3
880	660,0	660,8	661,6	662,3	663,0	663,8	664,6	665,3	666,0	666,8
890	667,6	668,3	669,0	669,8	670,6	671,3	672,0	672,8	673,6	674,3
900	675,1	675,8	676,6	677,3	678,1	678,8	679,6	680,3	681,1	681,8
910	682,6	683,3	684,1	684,8	685,6	686,3	687,1	687,8	688,6	689,3
920	690,1	690,8	691,6	692,3	693,1	693,8	694,6	695,3	696,1	696,8
930	697,6	698,3	699,1	699,8	700,6	701,3	702,1	702,8	703,6	704,3
940	705,1	705,8	706,6	707,3	708,1	708,8	709,6	710,3	711,1	711,8
950	712,6	713,3	714,1	714,8	715,6	716,3	717,1	717,8	718,6	719,3
960	720,1	720,8	721,6	722,3	723,1	723,8	724,6	725,3	726,1	726,8
970	727,6	728,3	729,1	729,8	730,6	731,3	732,1	732,8	733,6	734,3
980	735,1	735,8	736,6	737,3	738,1	738,8	739,6	740,3	741,1	741,8
990	742,6	743,3	744,1	744,8	745,6	746,3	747,1	747,8	748,6	749,3
1000	750,1	750,8	751,6	752,3	753,1	753,8	754,6	755,3	756,1	756,8
1010	757,6	758,3	759,1	759,8	760,6	761,3	762,1	762,8	763,6	764,3
1020	765,1	765,8	766,6	767,3	768,1	768,8	769,6	770,3	771,1	771,8
1030	772,6	773,3	774,1	774,8	775,6	776,3	777,1	777,8	778,6	779,3
1040	780,1	780,8	781,6	782,3	783,1	783,8	784,6	785,3	786,1	786,8
1050	787,6	788,3	789,1	789,8	790,6	791,3	792,1	792,8	793,6	794,3
1060	795,1	795,8	796,6	797,3	798,1	798,8	799,6	800,3	801,1	801,8

десетине милибара

0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9

десетине милиметра

0,000	0,075	0,150	0,225	0,300	0,375	0,450	0,525	0,600	0,675

1 мб = 0,750066 мм

ТАБЛИЦА V.

Корекције температуре код ваздушног притиска у мм.

А. Редукција ваздушног притиска на температуру од 0°C

ваздушни притисак у мм	температура у Целзиусовим степенима 1 мм	2 мм	3 мм	4 мм	5 мм	6 мм	7 мм	8 мм	9 мм
600	0,0968	0,1937	0,2905	0,3874	0,484	0,581	0,678	0,775	0,872
605	0,0976	0,1953	0,2929	0,3906	0,488	0,586	0,683	0,781	0,879
610	0,0985	0,1969	0,2954	0,3938	0,492	0,591	0,689	0,788	0,886
615	0,0993	0,1985	0,2978	0,3970	0,496	0,595	0,695	0,794	0,893
620	0,1001	0,2001	0,3002	0,4003	0,500	0,600	0,700	0,800	0,901
625	0,1009	0,2017	0,3026	0,4035	0,504	0,605	0,706	0,807	0,908
630	0,1017	0,2034	0,3050	0,4067	0,508	0,610	0,712	0,813	0,915
635	0,1025	0,2050	0,3074	0,4099	0,512	0,615	0,717	0,820	0,922
640	0,1033	0,2066	0,3099	0,4132	0,516	0,620	0,723	0,826	0,930
645	0,1041	0,2082	0,3123	0,4164	0,520	0,625	0,729	0,833	0,937
650	0,1049	0,2098	0,3147	0,4196	0,524	0,629	0,734	0,839	0,944
655	0,1057	0,2114	0,3172	0,4229	0,529	0,634	0,740	0,846	0,951
660	0,1065	0,2130	0,3196	0,4261	0,533	0,639	0,746	0,852	0,959
665	0,1073	0,2146	0,3220	0,4293	0,537	0,644	0,751	0,859	0,966
670	0,1081	0,2163	0,3244	0,4326	0,541	0,649	0,757	0,865	0,973
675	0,1089	0,2179	0,3268	0,4358	0,545	0,654	0,763	0,871	0,980
680	0,1097	0,2195	0,3292	0,4390	0,549	0,658	0,768	0,878	0,988
685	0,1106	0,2211	0,3317	0,4423	0,553	0,663	0,774	0,884	0,995
690	0,1114	0,2227	0,3341	0,4455	0,557	0,668	0,780	0,891	1,002
695	0,1122	0,2243	0,3365	0,4487	0,561	0,673	0,785	0,897	1,010
700	0,1130	0,2260	0,3389	0,4520	0,565	0,678	0,791	0,904	1,017
705	0,1138	0,2276	0,3414	0,4552	0,569	0,683	0,797	0,910	1,024
710	0,1146	0,2292	0,3438	0,4584	0,573	0,688	0,802	0,917	1,031
715	0,1154	0,2308	0,3462	0,4616	0,577	0,692	0,808	0,923	1,039
720	0,1162	0,2324	0,3486	0,4648	0,581	0,697	0,813	0,930	1,046
725	0,1170	0,2340	0,3510	0,4680	0,585	0,702	0,819	0,936	1,053
730	0,1178	0,2356	0,3535	0,4713	0,589	0,707	0,825	0,943	1,060
735	0,1186	0,2372	0,3559	0,4745	0,593	0,712	0,830	0,949	1,068
740	0,1194	0,2389	0,3583	0,4777	0,597	0,717	0,836	0,955	1,075
745	0,1202	0,2405	0,3607	0,4809	0,601	0,721	0,842	0,962	1,082
750	0,1210	0,2421	0,3631	0,4842	0,605	0,726	0,847	0,968	1,089
755	0,1218	0,2437	0,3655	0,4874	0,609	0,731	0,853	0,975	1,097
760	0,1227	0,2453	0,3680	0,4906	0,613	0,736	0,859	0,981	1,104
765	0,1235	0,2469	0,3704	0,4939	0,617	0,741	0,864	0,988	1,111
770	0,1243	0,2486	0,3728	0,4971	0,621	0,746	0,870	0,994	1,118
775	0,1251	0,2502	0,3752	0,5003	0,625	0,750	0,876	1,001	1,126
780	0,1259	0,2518	0,3777	0,5036	0,629	0,755	0,882	1,007	1,133
785	0,1267	0,2534	0,3801	0,5068	0,633	0,760	0,888	1,014	1,140
790	0,1275	0,2550	0,3825	0,5100	0,637	0,765	0,893	1,020	1,148
795	0,1283	0,2566	0,3849	0,5132	0,641	0,770	0,898	1,026	1,155

Ако је температура виша од 0°, уписане вредности у таблици треба одузети од прочитаног ваздушног притиска; ако је нижа од 0°, уписане вредности треба додати прочитаном притиску.

За прочитан ваздушни притисак између, рецимо, 702,51 и 707,50 мм, узимају се корекције код вредности од 705 мм, итд.

Примери:

прочитан притисак			657,13				761,42
температура барометра		—6,4°				+17,9°	
корекција: за	6°	0,634		за	10°	1,227	
	0,4°	0,042			7°	0,859	
					0,9°	0,110	
збир		0,676				2,196	
додати			0,68	одузети			2,20
вазд. притисак при 0°			657,81				759,22

Б. Редукција ваздушног притиска на морски ниво

надморска висина барометра	редукован притисак на 0°C	ваздушна температура										
		−20°	−15°	−10°	−5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
м	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм
10	720	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8
	740	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8
	760	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
	780	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
20	720	2,0	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,7	1,7	1,7	1,7	1,6
	740	2,0	2,0	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	1,7	1,7
	760	2,1	2,0	2,0	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,7	1,7
	780	2,1	2,1	2,0	2,0	2,0	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,7
30	720	2,9	2,9	2,8	2,8	2,7	2,6	2,6	2,5	2,5	2,5	2,4
	740	3,0	3,0	2,9	2,8	2,8	2,7	2,7	2,6	2,6	2,5	2,5
	760	3,1	3,0	3,0	2,9	2,9	2,8	2,7	2,7	2,6	2,6	2,5
	780	3,2	3,1	3,1	3,0	2,9	2,9	2,8	2,8	2,7	2,7	2,6
40	720	3,9	3,8	3,7	3,7	3,6	3,5	3,5	3,4	3,3	3,3	3,2
	740	4,0	3,9	3,8	3,8	3,7	3,6	3,6	3,5	3,4	3,4	3,3
	760	4,1	4,0	3,9	3,9	3,8	3,7	3,7	3,6	3,5	3,5	3,4
	780	4,2	4,1	4,0	4,0	3,9	3,8	3,8	3,7	3,6	3,6	3,5
50	720	4,9	4,8	4,7	4,7	4,5	4,4	4,3	4,3	4,2	4,1	4,0
	740	5,0	4,9	4,8	4,8	4,6	4,5	4,5	4,4	4,3	4,2	4,1
	760	5,2	5,1	4,9	4,9	4,8	4,7	4,6	4,5	4,4	4,3	4,2
	780	5,3	5,2	5,1	5,0	4,9	4,8	4,7	4,6	4,5	4,4	4,4
100	710	9,7	9,5	9,3	9,1	8,9	8,8	8,6	8,4	8,3	8,1	8,0
	730	10,0	9,8	9,6	9,4	9,2	9,0	8,8	8,7	8,5	8,4	8,2
	750	10,2	10,0	9,8	9,6	9,3	9,2	9,1	8,9	8,7	8,6	8,4
	770	10,5	10,3	10,1	9,9	9,7	9,5	9,3	9,1	9,0	8,8	8,6
200	710	19,6	19,1	18,8	18,4	18,0	17,6	17,3	17,0	16,7	16,4	16,1
	730	20,1	19,7	19,3	18,8	18,5	18,1	17,8	17,5	17,1	16,8	16,5
	750	20,6	20,2	19,8	19,5	19,0	18,6	18,3	17,9	17,6	17,3	17,0
	770	21,2	20,8	20,3	19,9	19,5	19,1	18,7	18,4	18,1	17,7	17,4
300	700	29,1	28,5	27,9	27,3	26,8	26,1	25,6	25,2	24,7	24,2	23,8
	720	30,0	29,3	28,7	28,1	27,5	26,9	26,4	25,9	25,4	24,9	24,5
	740	30,7	30,0	29,4	28,8	28,3	27,6	27,1	26,6	26,1	25,6	25,1
	760	31,5	30,8	30,2	29,6	29,0	28,3	27,8	27,3	26,8	26,2	25,9
400	690	38,5	37,7	36,9	36,1	35,4	34,7	34,0	33,4	32,8	32,1	31,6
	710	39,6	38,8	38,0	37,2	36,4	35,7	35,0	34,3	33,7	33,1	32,5
	730	40,7	39,8	38,9	38,1	37,4	36,7	36,0	35,3	34,7	34,0	33,4
	750	41,8	40,8	40,0	39,2	38,4	37,6	36,9	36,2	35,6	34,9	34,3
500	680	47,7	46,6	45,6	44,8	43,9	43,0	42,2	41,4	40,7	39,9	39,2
	700	49,1	48,0	47,0	46,1	45,1	44,3	43,4	42,6	41,8	41,0	40,3
	720	50,4	49,3	48,3	47,3	46,4	45,5	44,6	43,8	42,9	42,2	41,4
	740	51,7	50,6	49,6	48,6	47,6	46,7	45,8	45,0	44,1	43,3	42,5
600	670	56,8	55,6	54,4	53,4	52,3	51,3	50,3	49,3	48,4	47,5	46,7
	690	58,5	57,3	56,1	54,9	53,8	52,7	51,7	50,8	49,8	48,9	48,0
	710	60,2	58,9	57,6	56,4	55,3	54,1	53,2	52,2	51,2	50,2	49,3
	730	61,8	60,4	59,1	57,9	56,8	55,7	54,6	53,6	52,6	51,6	50,7

наставак V. таблице

		−20°	−15°	−10°	−5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
		мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм	мм
700	670	66,6	65,2	63,8	62,5	61,3	60,1	59,0	57,8	56,8	55,7	54,7
	690	68,6	67,1	65,7	64,4	63,1	61,8	60,6	59,5	58,4	57,3	56,3
	710	70,5	69,0	67,5	66,1	64,8	63,5	62,3	61,1	60,0	58,9	57,8
	730	72,2	70,7	69,3	67,9	66,5	65,2	64,0	62,8	61,6	60,5	59,4
800	660	76,3	74,4	72,7	70,9	69,5	68,1	66,7	65,4	64,1	62,9	61,6
	680	78,5	76,6	74,8	73,1	71,6	70,1	68,7	67,4	66,1	64,8	63,6
	700	80,6	78,6	76,9	75,3	73,8	72,1	70,8	69,4	68,0	66,8	65,6
	720	82,6	80,8	79,0	77,3	75,8	74,1	72,8	71,3	70,0	68,6	67,3
900	640	83,5	81,5	79,7	78,1	76,3	74,8	73,2	71,7	70,4	69,0	67,7
	660	86,0	84,1	82,1	80,4	78,6	77,0	75,4	74,0	72,6	71,1	69,8
	680	88,4	86,4	84,5	82,9	81,1	79,4	77,8	76,2	74,7	73,0	71,9
	700	91,2	89,2	87,2	85,3	83,5	81,7	80,1	78,5	76,9	75,4	74,1
1000	630	91,5	89,5	87,5	85,7	84,0	82,4	80,7	78,9	77,4	76,0	74,4
	650	94,7	92,4	90,5	88,4	86,7	85,0	83,2	81,4	79,9	78,4	76,8
	670	97,8	95,4	93,3	91,3	89,5	87,6	85,8	84,0	82,3	80,8	79,2
	690	100,7	98,4	96,2	94,1	92,1	90,2	88,2	86,6	84,9	83,3	81,7

Бројеве у овој таблици треба додати редукованом ваздушном притиску на 0°C.

ТАБЛИЦА VI.

Редукција ваздушног притиска, у милиметрима, на нормалну тежу

Код ваздушних притисака, који су редуковани на 0°C, треба извршити две следеће корекције, да би се отклонили утицаји географске ширине и надморске висине

А. Корекција географске ширине

географска ширина		вадушни притисак, редукован на 0°C, у милиметрима												
		640	660	680	700	710	720	730	740	750	760	770	780	790
0°	90°	1,66	1,71	1,76	1,81	1,84	1,86	1,89	1,92	1,94	1,97	1,99	2,02	2,05
2	88	1,65	1,71	1,76	1,81	1,83	1,86	1,89	1,91	1,94	1,96	1,99	2,02	2,04
4	86	1,64	1,69	1,74	1,80	1,82	1,85	1,87	1,90	1,92	1,95	1,97	2,00	2,03
6	84	1,62	1,67	1,72	1,77	1,80	1,82	1,85	1,87	1,90	1,93	1,95	1,98	2,00
8	82	1,59	1,64	1,69	1,74	1,77	1,79	1,82	1,84	1,87	1,89	1,92	1,94	1,97
10	80	1,56	1,61	1,65	1,70	1,73	1,75	1,78	1,80	1,83	1,85	1,87	1,90	1,92
11	79	1,54	1,58	1,63	1,68	1,70	1,73	1,75	1,78	1,80	1,83	1,85	1,87	1,90
12	78	1,51	1,56	1,61	1,66	1,68	1,70	1,73	1,75	1,77	1,80	1,82	1,85	1,87
13	77	1,49	1,54	1,58	1,63	1,65	1,68	1,70	1,72	1,75	1,77	1,79	1,82	1,84
14	76	1,46	1,51	1,56	1,60	1,62	1,65	1,67	1,69	1,72	1,74	1,76	1,78	1,81
15	75	1,44	1,48	1,53	1,57	1,59	1,61	1,64	1,66	1,68	1,70	1,73	1,75	1,77
16	74	1,41	1,45	1,49	1,54	1,56	1,58	1,60	1,63	1,65	1,67	1,69	1,71	1,74
17	73	1,37	1,42	1,46	1,50	1,52	1,55	1,57	1,59	1,61	1,63	1,65	1,67	1,70
18	72	1,34	1,38	1,42	1,47	1,49	1,51	1,53	1,55	1,57	1,59	1,61	1,63	1,66
19	71	1,31	1,35	1,39	1,43	1,45	1,47	1,49	1,51	1,53	1,55	1,57	1,59	1,61
20	70	1,27	1,31	1,35	1,39	1,41	1,43	1,45	1,47	1,49	1,51	1,53	1,55	1,57
21	69	1,23	1,27	1,31	1,35	1,37	1,39	1,41	1,42	1,44	1,46	1,48	1,50	1,52
22	68	1,19	1,23	1,27	1,30	1,32	1,34	1,36	1,38	1,40	1,42	1,43	1,45	1,47
23	67	1,15	1,19	1,22	1,26	1,28	1,30	1,31	1,33	1,35	1,37	1,39	1,40	1,42
24	66	1,11	1,14	1,18	1,21	1,23	1,25	1,27	1,28	1,30	1,32	1,33	1,35	1,37
25	65	1,07	1,10	1,13	1,17	1,18	1,20	1,22	1,23	1,25	1,27	1,28	1,30	1,32
26	64	1,02	1,05	1,08	1,12	1,13	1,15	1,16	1,18	1,20	1,21	1,23	1,24	1,26
27	63	0,97	1,00	1,04	1,07	1,08	1,10	1,11	1,13	1,14	1,16	1,17	1,19	1,20
28	62	0,93	0,96	0,98	1,01	1,03	1,04	1,06	1,07	1,09	1,10	1,12	1,13	1,14
29	61	0,88	0,91	0,93	0,96	0,97	0,99	1,00	1,02	1,03	1,04	1,06	1,07	1,08

наставак VI. таблице

		640	660	680	700	710	720	730	740	750	760	770	780	790
30	60	0,83	0,85	0,88	0,91	0,92	0,93	0,95	0,96	0,97	0,98	1,00	1,01	1,02
31	59	0,78	0,80	0,83	0,85	0,86	0,88	0,89	0,90	0,91	0,92	0,94	0,95	0,96
32	58	0,73	0,75	0,77	0,79	0,81	0,82	0,83	0,84	0,85	0,86	0,87	0,89	0,90
33	57	0,67	0,70	0,72	0,74	0,75	0,76	0,77	0,78	0,79	0,80	0,81	0,82	0,83
34	56	0,62	0,64	0,66	0,68	0,69	0,70	0,71	0,72	0,73	0,74	0,75	0,76	0,77
35	55	0,57	0,58	0,60	0,62	0,63	0,64	0,65	0,66	0,66	0,67	0,68	0,69	0,70
36	54	0,51	0,53	0,54	0,56	0,57	0,58	0,58	0,59	0,60	0,61	0,62	0,62	0,63
37	53	0,46	0,47	0,49	0,50	0,51	0,51	0,52	0,53	0,54	0,54	0,55	0,56	0,56
38	52	0,40	0,41	0,43	0,44	0,44	0,45	0,46	0,46	0,47	0,48	0,48	0,49	0,50
39	51	0,34	0,36	0,37	0,38	0,38	0,39	0,39	0,40	0,40	0,41	0,41	0,42	0,43
40	50	0,29	0,30	0,31	0,31	0,32	0,32	0,33	0,33	0,34	0,34	0,35	0,35	0,36
41	49	0,23	0,24	0,25	0,25	0,26	0,26	0,26	0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,28
42	48	0,17	0,18	0,18	0,19	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,21	0,21	0,21	0,21
43	47	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14
44	46	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
45		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

За ширине од 0⁰ до 45⁰ треба уписане вредности у таблици одузети од редукованог ваздушног притиска на 0⁰C, док за ширине од 45⁰ до 90⁰ треба исте вредности додати редукованом ваздушном притиску на 0⁰C.

Б. Корекција надморске висине

вис.	ваздушни притисак редукован на 0⁰C, у милиметрима														
м	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	700	720	740	760	780
100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
300	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	—
400	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	—
500	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	—
600	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	—	—
700	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	—	—
800	—	—	—	—	—	—	—	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,12	—	—
900	—	—	—	—	—	—	—	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	—	—	—
1000	—	—	—	—	—	—	0,12	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14	—	—	—
1100	—	—	—	—	—	—	0,13	0,14	0,14	0,15	0,15	0,16	—	—	—
1200	—	—	—	—	—	—	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	—	—	—	—
1300	—	—	—	—	—	0,15	0,16	0,16	0,17	0,17	0,18	—	—	—	—
1400	—	—	—	—	—	0,16	0,17	0,18	0,18	0,19	0,19	—	—	—	—
1500	—	—	—	—	—	0,18	0,18	0,19	0,19	0,20	—	—	—	—	—
1600	—	—	—	—	0,18	0,19	0,19	0,20	0,21	0,21	—	—	—	—	—
1700	—	—	—	—	0,19	0,20	0,21	0,21	0,22	0,23	—	—	—	—	—
1800	—	—	—	—	0,20	0,21	0,22	0,23	0,23	—	—	—	—	—	—
1900	—	—	—	0,21	0,22	0,22	0,23	0,24	0,25	—	—	—	—	—	—
2000	—	—	—	0,22	0,23	0,24	0,24	0,25	—	—	—	—	—	—	—
2100	—	—	0,22	0,23	0,24	0,25	0,26	0,26	—	—	—	—	—	—	—
2200	—	—	0,23	0,24	0,25	0,26	0,27	—	—	—	—	—	—	—	—
2300	—	0,23	0,24	0,25	0,26	0,27	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—
2400	—	0,24	0,25	0,26	0,27	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2500	0,25	0,25	0,26	0,27	0,28	0,29	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2600	0,25	0,26	0,27	0,29	0,30	0,31	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Све уписане вредности се одузимају од редукованог ваздушног притиска на 0⁰C.

ТАБЛИЦА VII.

Одређивање влажности ваздуха и росне тачке

Употребљена слова у овој таблици означују следеће метеоролошке елементе: *T* температура ваздуха у ⁰C, *e* парни притисак у мм, *U* релативна влажност у %, T_d температура росне тачке у ⁰C.

психрометарска диференција

T	0⁰ e	0⁰ U	0⁰ T_d	1⁰ e	1⁰ U	1⁰ T_d	2⁰ e	2⁰ U	2⁰ T_d	3⁰ e	3⁰ U	3⁰ T_d
⁰C	мм	%	⁰C	мм	%	⁰C	мм	%	⁰C	мм	%	⁰C
–30	0,3	100	–30,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–25	0,5	100	–25,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–20	0,8	100	–20,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–15	1,3	100	–15,0	0,6	55	–22,0	–	–	–	–	–	–
–10	2,0	100	–10,0	1,3	66	–14,5	0,6	33	–22,0	–	–	–
–9	2,2	100	–9,0	1,5	68	–13,2	0,8	37	–19,8	–	–	–
–8	2,3	100	–8,0	1,7	70	–12,0	1,0	42	–17,8	–	–	–
–7	2,6	100	–7,0	1,8	72	–10,7	1,2	45	–15,9	0,5	18	–25,2
–6	2,8	100	–6,0	2,1	74	–9,5	1,3	48	–14,2	0,7	22	–21,9
–5	3,0	100	–5,0	2,3	75	–8,3	1,6	51	–12,6	0,8	28	–19,2
–4	3,3	100	–4,0	2,5	77	–7,1	1,8	54	–11,1	1,1	32	–16,9
–3	3,6	100	–3,0	2,8	78	–5,9	2,0	57	–9,7	1,3	36	–14,8
–2	3,9	100	–2,0	3,1	79	–4,8	2,3	59	–8,2	1,5	39	–12,8
–1	4,2	100	–1,0	3,4	80	–3,7	2,6	61	–6,9	1,8	43	–11,0
0	4,6	100	0,0	3,7	81	–2,5	2,9	63	–5,6	2,1	46	–9,4
1	4,9	100	1,0	4,1	83	–1,4	3,2	65	–4,3	2,4	49	–7,8
2	5,3	100	2,0	4,4	84	–0,4	3,6	68	–3,0	2,7	52	–6,3
3	5,7	100	3,0	4,8	84	0,6	3,9	69	–1,9	3,1	54	–4,8
4	6,1	100	4,0	5,2	85	1,7	4,3	70	–0,8	3,4	56	–3,6
5	6,5	100	5,0	5,6	86	2,8	4,7	72	0,3	3,8	58	–2,3
6	7,0	100	6,0	6,0	86	3,9	5,1	73	1,5	4,2	60	–1,1
7	7,5	100	7,0	6,5	87	4,9	5,5	74	2,6	4,6	61	0,0
8	8,0	100	8,0	7,0	87	6,0	6,0	75	3,8	5,0	63	1,3
9	8,6	100	9,0	7,5	88	7,0	6,5	76	4,9	5,5	64	2,5
10	9,2	100	10,0	8,1	88	8,1	7,0	76	6,1	6,0	65	3,8
11	9,8	100	11,0	8,7	88	9,2	7,6	77	7,2	6,5	66	5,0
12	10,5	100	12,0	9,3	89	10,2	8,1	78	8,3	7,1	68	6,2
13	11,2	100	13,0	10,0	89	11,3	8,8	78	9,4	7,7	69	7,3
14	11,9	100	14,0	10,7	90	12,3	9,5	79	10,5	8,3	70	8,5
15	12,7	100	15,0	11,4	90	13,3	10,1	80	11,6	9,0	70	9,7
16	13,6	100	16,0	12,2	90	14,4	10,9	81	12,6	9,7	71	10,8
17	14,4	100	17,0	13,1	90	15,4	11,7	81	13,7	10,4	72	11,9
18	15,4	100	18,0	14,0	91	16,4	12,6	82	14,8	11,2	73	13,0
19	16,4	100	19,0	14,9	91	17,5	13,4	82	15,9	12,1	74	14,2
20	17,4	100	20,0	15,9	91	18,5	14,4	83	16,9	13,0	74	15,3
21	18,5	100	21,0	16,9	91	19,5	15,4	83	18,0	13,9	75	16,4
22	19,7	100	22,0	18,0	92	20,6	16,4	83	19,0	14,9	76	17,5
23	20,9	100	23,0	19,2	92	21,6	17,5	84	20,1	15,9	76	18,5
24	22,2	100	24,0	20,4	92	22,6	18,7	84	21,1	17,0	77	19,6
25	23,5	100	25,0	21,7	92	23,6	19,9	84	22,2	18,2	77	20,7

наставак VII. таблице

		0°			1°			2°			3°	
T	e	U	T_d	e	U	T_d	e	U	T_d	e	U	T_d
26	25,0	100	26,0	23,0	92	24,6	21,2	85	23,2	19,4	78	21,8
27	26,5	100	27,0	24,5	92	25,7	22,5	85	24,3	20,7	78	22,8
28	28,1	100	28,0	26,0	93	26,7	24,0	85	25,3	22,0	78	23,9
29	29,8	100	29,0	27,6	93	27,7	25,5	86	26,3	23,5	79	25,0
30	31,6	100	30,0	29,3	93	28,7	27,1	86	27,3	25,0	79	26,0
31	33,4	100	31,0	30,9	93	29,7	28,5	86	28,3	26,2	79	26,8
32	35,4	100	32,0	32,8	93	30,7	30,3	86	29,3	27,9	79	27,9
33	37,4	100	33,0	34,7	93	31,7	32,1	86	30,3	29,7	79	29,0
34	39,6	100	34,0	36,8	93	32,7	34,1	86	31,3	31,5	80	30,0
35	41,8	100	35,0	38,9	93	33,7	36,2	86	32,4	33,5	80	31,1
		4°			5°			6°			7°	
–4	0,4	11	–28,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–3	0,6	16	–23,7	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–2	0,8	20	–20,8	–	–	–	–	–	–	–	–	–
–1	1,0	24	–18,4	–	–	–	–	–	–	–	–	–
0	1,3	28	–15,3	0,5	11	–26,1	–	–	–	–	–	–
1	1,6	32	–12,9	0,6	15	–20,8	–	–	–	–	–	–
2	1,9	35	–10,9	1,0	19	–18,4	–	–	–	–	–	–
3	2,2	37	–9,2	1,3	23	–15,3	0,6	10	–23,0	–	–	–
4	2,4	39	–8,1	1,6	26	–12,9	0,8	13	–20,8	–	–	–
5	2,6	41	–7,1	1,8	28	–11,6	1,1	16	–17,2	–	–	–
6	2,9	42	–5,8	2,0	30	–10,2	1,2	18	–16,2	–	–	–
7	3,3	44	–4,1	2,3	32	–8,5	1,4	20	–14,5	–	–	–
8	3,7	46	–2,7	2,7	34	–6,7	1,7	22	–12,2	0,8	10	–20,8
9	4,1	48	–1,4	3,1	36	–5,0	2,1	25	–9,7	1,1	13	–17,2
10	4,6	50	0,1	3,5	39	–3,4	2,5	28	–7,5	1,5	16	–13,7
11	5,1	52	1,5	4,0	41	–1,7	3,0	30	–5,8	1,9	19	–10,9
12	5,6	54	2,8	4,5	43	–0,2	3,4	33	–3,8	2,3	22	–8,5
13	6,2	55	4,2	5,0	45	1,4	3,9	35	–2,1	2,8	25	–6,2
14	6,7	57	5,3	5,6	47	2,8	4,4	37	–0,5	3,3	28	–4,1
15	7,4	58	6,8	6,1	49	4,0	5,0	39	1,4	3,8	30	–2,4
16	8,0	59	8,0	6,8	50	5,6	5,5	41	2,6	4,3	32	–0,8
17	8,7	61	9,2	7,4	52	6,8	6,2	43	4,2	4,9	34	1,0
18	9,5	62	10,6	8,1	53	8,2	6,8	44	5,6	5,5	36	2,6
19	10,3	63	11,8	8,9	54	9,6	7,5	46	7,0	6,2	38	4,2
20	11,1	64	12,8	9,6	55	10,8	8,3	47	8,5	6,9	40	5,8
21	12,0	65	14,1	10,5	57	12,0	9,0	49	9,8	7,6	41	7,2
22	12,9	66	15,2	11,4	58	13,4	9,9	50	11,2	8,4	43	8,7
23	13,9	66	16,4	12,3	59	14,5	10,8	52	12,5	9,2	44	10,0
24	14,9	67	17,5	13,3	60	15,7	11,7	53	13,8	10,1	46	11,4
25	16,0	68	18,6	14,3	61	16,9	12,7	54	15,0	11,1	47	12,8
26	17,2	69	19,8	15,4	62	18,0	13,7	55	16,2	12,1	48	14,2
27	18,4	69	20,9	16,6	63	19,2	14,8	56	17,4	13,1	49	15,5
28	19,7	70	22,0	17,8	63	20,4	16,0	57	18,6	14,2	51	16,7
29	21,1	71	23,2	19,1	64	21,5	17,2	58	19,8	15,3	52	17,9
30	22,5	71	24,2	20,5	65	22,7	18,5	59	21,0	16,6	53	19,2
31	24,0	72	25,4	21,9	65	23,8	19,8	59	22,1	17,9	53	20,5
32	25,6	72	26,4	23,4	66	24,9	21,3	60	23,3	19,2	54	21,6
33	27,3	73	27,5	25,0	67	26,0	22,8	61	24,4	20,6	55	22,8
34	29,0	73	28,6	26,7	67	27,1	24,4	62	25,6	22,1	56	23,9
35	30,9	74	29,7	28,4	68	28,2	26,0	62	26,7	23,7	57	25,1

наставак VII. таблице

		8°			9°			10°			11°	
T	e	U	T_d	e	U	T_d	e	U	T_d	e	U	T_d
12	1,3	13	–18,9	–	–	–	–	–	–	–	–	–
13	1,7	16	–12,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–
14	2,2	18	–9,2	1,1	10	–17,2	–	–	–	–	–	–
15	2,7	21	–6,7	1,6	13	–12,9	–	–	–	–	–	–
16	3,2	24	–4,6	2,1	15	–9,7	–	–	–	–	–	–
17	3,7	26	–2,7	2,6	18	–7,2	1,5	10	–13,7	–	–	–
18	4,3	28	–0,8	3,1	20	–5,0	2,0	13	–10,2	–	–	–
19	4,9	30	1,0	3,7	23	–2,7	2,5	16	–7,5	1,6	8	–13,7
20	5,6	32	2,9	4,3	25	–0,8	3,1	18	–5,0	1,9	11	–10,9
21	6,3	34	4,6	5,0	27	1,3	3,7	20	–2,7	2,5	14	–7,5
22	7,0	36	6,0	5,7	29	3,1	4,4	22	–0,5	3,1	16	–5,0
23	7,8	38	7,6	6,4	31	4,8	5,1	25	1,5	3,8	18	–2,4
24	8,7	39	9,3	7,2	32	6,5	5,8	26	3,4	4,5	20	–0,2
25	9,5	40	10,6	8,0	34	8,0	6,6	28	5,2	5,2	22	1,8
26	10,5	42	12,1	8,9	36	9,6	7,4	30	6,9	6,0	24	3,8
27	11,4	43	13,4	9,8	37	11,0	8,3	31	8,6	6,8	26	5,6
28	12,5	44	14,8	10,8	39	12,5	9,2	33	10,1	7,7	27	7,4
29	13,6	46	16,1	11,9	40	14,0	10,2	34	11,6	8,6	29	9,1
30	14,7	47	17,3	13,0	41	15,4	11,2	36	13,1	9,6	30	10,8
31	15,9	48	18,5	14,1	42	16,6	12,3	37	14,5	10,6	32	12,2
32	17,2	49	19,8	15,3	43	17,9	13,5	38	16,0	11,7	33	13,8
33	18,6	50	21,1	16,6	44	19,2	14,7	39	17,3	13,9	34	15,3
34	20,0	51	22,3	18,0	45	20,6	16,0	41	18,6	14,1	36	16,6
35	21,5	51	23,5	19,4	46	21,8	17,4	42	20,0	15,4	37	18,0
		12°			13°			14°			15°	
22	2,0	10	–10,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–
23	2,5	12	–7,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–
24	3,2	14	–4,6	–	–	–	–	–	–	–	–	–
25	3,9	16	–2,1	2,6	11	–7,1	–	–	–	–	–	–
26	4,6	18	0,0	3,3	13	–4,2	–	–	–	–	–	–
27	5,4	20	2,3	4,0	15	–1,7	2,7	10	–6,7	–	–	–
28	6,2	22	4,4	4,8	17	0,7	3,4	12	–3,8	–	–	–
29	7,1	24	6,2	5,6	19	2,9	4,2	14	–1,1	–	–	–
30	8,0	25	8,0	6,5	21	5,0	5,0	16	1,3	3,6	11	–3,1
31	9,0	27	9,7	7,4	22	6,9	5,9	17	3,6	4,4	13	–0,5
32	10,0	28	11,3	8,4	24	8,7	6,8	19	5,6	5,3	14	2,0
33	11,1	30	12,9	9,4	25	10,4	7,8	21	7,6	6,2	16	4,4
34	12,3	31	14,5	10,5	27	12,1	8,8	22	9,4	7,2	18	6,5
35	13,5	32	16,0	11,6	28	13,7	9,9	24	11,2	8,2	19	8,4

Све уписане вредности у овој таблици употребљују се само у случају ако влажни термометар нема аспиратора и ако је, приликом посматрања, владао слабији ветар.

ТАБЛИЦА VIII.

Претварање метара у секунду у километре на час

м-сек	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
км-час	0,0	3,6	7,2	10,8	14,4	18,0	21,6	25,2	28,8	32,4
м-сек	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
км-час	36,0	39,6	43,2	46,8	50,4	54,0	57,6	61,2	64,8	68,4
м-сек	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
км-час	72,0	75,6	79,2	82,8	86,4	90,0	93,6	97,2	100,8	104,4
м-сек	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
км-час	108,0	111,6	115,2	118,8	122,4	126,0	129,6	133,2	136,8	140,4
м-сек	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
км-час	144,0	147,6	151,2	154,8	158,4	162,0	165,6	169,2	172,8	176,4
м-сек	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
км-час	180,0	183,6	187,2	190,8	194,4	198,0	201,6	205,2	208,8	212,4
м-сек	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69
км-час	216,0	219,6	223,2	226,8	230,4	234,0	237,6	241,2	244,8	248,4
м-сек	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79
км-час	252,0	255,6	259,2	262,8	266,4	270,0	273,6	277,2	280,8	284,4
м-сек	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89
мк-час	288,0	291,6	295,2	298,8	302,4	306,0	309,6	313,2	316,8	320,4
м-сек	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99
км-час	324,0	327,6	331,2	334,8	338,4	342,0	345,6	349,2	352,8	356,4

ТАБЛИЦА IX

Претварање километара на час у метре у секунду

км-час	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
м-сек	0,0	0,28	0,56	0,83	1,11	1,39	1,67	1,94	2,22	2,50
км-час	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
м-сек	2,78	3,06	3,33	3,61	3,89	4,17	4,44	4,72	5,00	5,28
км-час	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
м-сек	5,56	5,83	6,11	6,39	6,67	6,94	7,22	7,50	7,78	8,06
км-час	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
м-сек	8,33	8,61	8,89	9,17	9,44	9,72	10,00	10,28	10,56	10,83
км-час	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
м-сек	11,11	11,39	11,67	11,94	12,22	12,50	12,78	13,06	13,33	13,61
км-час	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
м-сек	13,89	14,17	14,44	14,72	15,00	15,28	15,56	15,83	16,11	16,39
км-час	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69
м-сек	16,67	16,94	17,22	17,50	17,78	18,06	18,33	18,61	18,89	19,17
км-час	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79
м-сек	19,44	19,72	20,00	20,28	20,56	20,83	21,11	21,39	21,67	21,94

наставак IX. таблице

км-час	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89
м-сек	22,22	22,50	22,78	23,06	23,33	23,61	23,89	24,17	24,44	24,72
км-час	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99
м-сек	25,00	25,28	25,56	25,83	26,11	26,39	26,67	26,94	27,22	27,50
км-час	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109
м-сек	27,78	28,06	28,33	28,61	28,89	29,17	29,44	29,72	30,00	30,28
км-час	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119
м-сек	30,56	30,83	31,11	31,39	31,67	31,94	32,22	32,50	32,78	33,06
км-час	120	121	122	123	124	125	126	127	128	129
м-сек	33,33	33,61	33,89	34,17	34,44	34,72	35,00	35,28	35,56	35,83
км-час	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139
м-сек	36,11	36,39	36,67	36,94	37,22	37,50	37,78	38,06	38,33	38,61
мк-час	140	141	142	143	144	145	146	147	148	149
м-сек	38,89	39,17	39,44	39,72	40,00	40,28	40,56	40,83	41,11	41,39
км-час	150	151	152	153	154	155	156	157	158	159
м-сек	41,67	41,94	42,22	42,50	42,78	43,06	43,33	43,61	43,89	44,17
км-час	160	161	162	163	164	165	166	167	168	169
м-сек	44,44	44,72	45,00	45,28	45,56	45,83	46,11	46,39	46,67	46,94
км-час	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179
м-сек	47,22	47,50	47,78	48,06	48,33	48,61	48,89	49,17	49,44	49,72
км-час	180	181	182	183	184	185	186	187	188	189
м-сек	50,00	50,28	50,56	50,83	51,11	51,39	51,67	51,94	52,22	52,50
км-час	190	191	192	193	194	195	196	197	198	199
м-сек	52,78	53,06	53,33	53,61	53,89	54,17	54,44	54,72	55,00	55,28
км-час	200	201	202	203	204	205	206	207	208	209
м-сек	55,56	55,84	56,12	56,39	56,67	56,95	57,23	57,51	57,78	58,06
км-час	210	211	212	213	214	215	216	217	218	219
м-сек	58,34	58,62	58,90	59,17	59,45	59,73	60,01	60,29	60,56	60,84
км-час	220	221	222	223	224	225	226	227	228	229
м-сек	61,12	61,40	61,68	61,95	62,23	62,51	62,79	63,07	63,34	63,62
км-час	230	231	232	233	234	235	236	237	238	239
м-сек	63,90	64,18	64,46	64,73	65,01	65,29	65,57	65,85	66,12	66,40
км-час	240	241	242	243	244	245	246	247	248	249
м-сек	66,68	66,96	67,24	67,51	67,79	68,07	68,35	68,63	68,90	69,18
км-час	250	251	252	253	254	255	256	257	258	259
м-сек	69,46	69,74	70,02	70,29	70,57	70,85	71,13	71,41	71,68	71,96
км-час	260	261	262	263	264	265	266	267	268	269
м-сек	72,24	75,52	72,80	73,07	73,35	73,63	73,91	74,19	74,46	74,74
км-час	270	271	272	273	274	275	276	277	278	279
м-сек	75,02	75,30	75,58	75,85	76,13	76,41	76,69	76,97	77,24	77,52

наставак IX. таблице

мк-час	280	281	282	283	284	285	286	287	288	289
м-сек	77,80	78,08	78,36	78,63	78,91	79,19	79,47	79,75	80,02	80,30
км-час	290	291	292	293	294	295	296	297	298	299
м-сек	80,58	80,86	81,14	81,41	81,69	81,97	82,25	82,53	82,80	83,08
км-час	300	301	302	303	304	305	306	307	308	309
м-сек	83,36	83,64	83,92	84,19	84,47	84,75	85,03	85,31	85,58	85,86

РЕГИСТАР ИМЕНА

(по латинској азбуци)

РЕГИСТАР ГРАДИВА

по азбучном реду

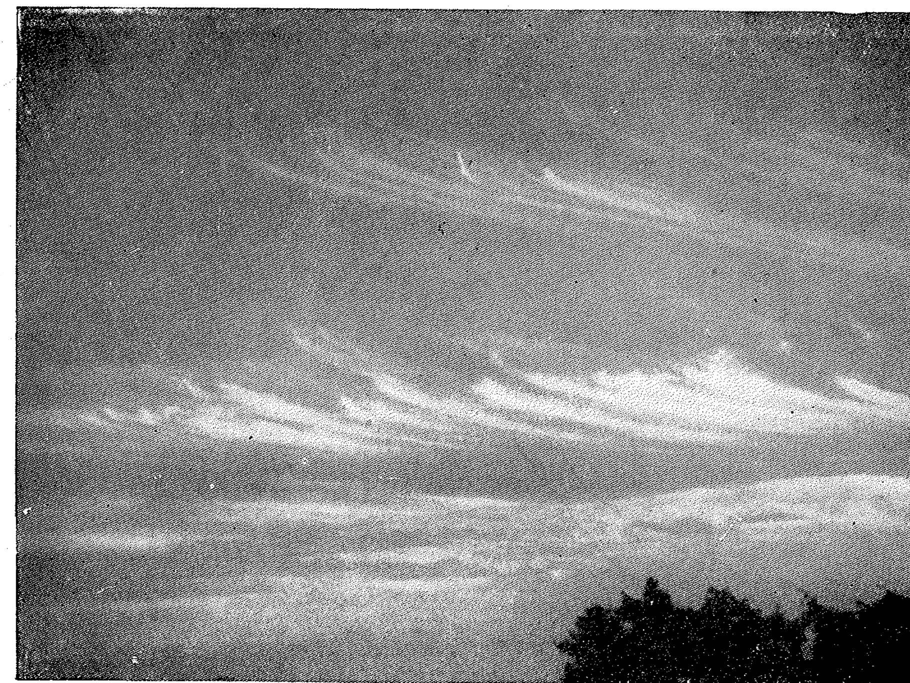
У погрешкама треба извршити ову исправку:
стр. 80, ред 13 од горе, место χρόνός треба χρόνος

ПОГРЕШКЕ

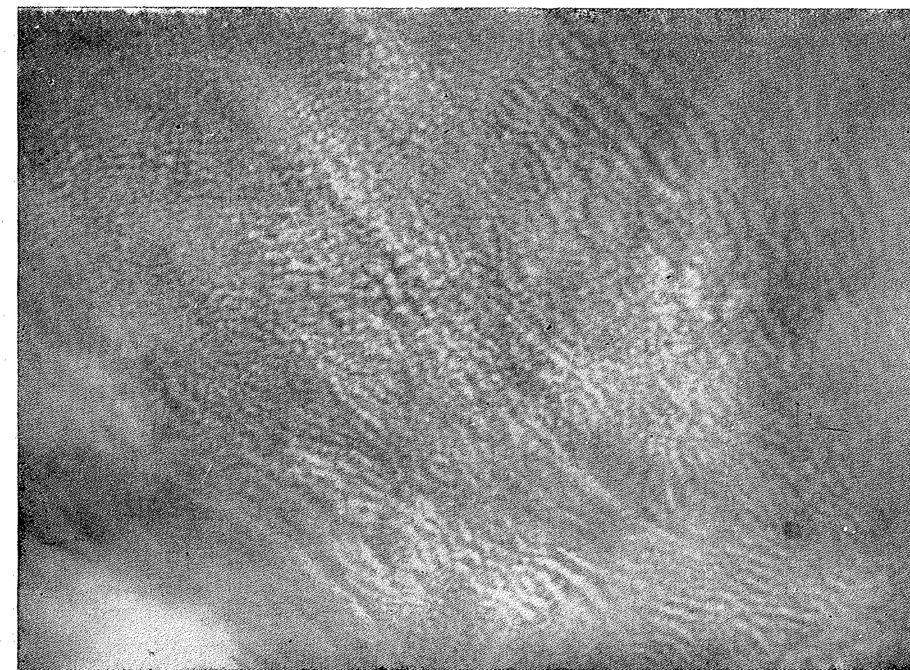
Страна	ред	место	треба
24	11 ред од доле	1). Исто	Исто
27	14 од доле	(слика 30)	(слика 34)
30	14 од доле	$\frac{g_o}{10}$	$\frac{g_o}{10}h$
37	7 од горе	депресија свега	депресија, свега
44	4 од горе	= ,4343	=0,4343
50	14 од доле	$3,3\times10^{-29}$	$3,3\times10^{29}$
60	14 од доле	кружни	кружна
71	5 од горе	ερμός	θερμός
77	19 од доле	стр. 32—33 о	стр. 32—33, о
80	13 од горе	χρόνός	χρόνος
91	6 од горе	Пошто да	Пошто
113	3 од горе	0.75%	0.75°
117	12 од горе	34° јуж. шир.	24° јуж. шир.
127	1 од горе	показују	показује
135	13 од горе	за 1 килограм	за једну атмосферу
136	6 од горе	$\frac{\varrho i}{\varrho_o}$	$\frac{\varrho_1}{\varrho_o}$
143	7 од горе	у таблици 21	у таблици 23
	14 од доле	од 50%	од 5%
155	22 од горе	сувог температура	сувог термометра
	6 од доле	1,0278 at′	1,0278 at′
	3 од доле	$1,0278^{t-t}$	$1,0278^{t-t'}$
161	18 од доле	параграф 92	параграф 93
168	12 од горе	$\frac{h}{11.2}$	$\frac{h}{11.8}$
179	5 од доле	Штувеа	Штивеа
191	22 од доле	са разликовање	за разликовање
195	7 од горе	призоран	прозиран
228	22 од горе	водене капи	честице водене паре
229	9 од доле	(∽)	(∾)
237	3 од горе	од ових	од свих
250	6 од горе	у Аустралији	у Америци
252	5 од горе	Јужној Америци	Јужној Африци
268	2 од доле	до 1.2×10^5	до 1.2×10^6
	1 од доле	до 10^6	до 10^7
270	13 од горе	$\sqrt{v_z^2 + v_y^2} : \sqrt{v_z^2 + v_y^2 + v_z^2}$	треба $\sqrt{v_x^2 + v_y^2} : \sqrt{v_x^2 + v_x^2 + v_z^2}$
273	15 од доле	gustines, bumpines	gustiness, bumpiness
	3 од доле	Џ. С. Дајнес	В. Х. Дајнес
284	13 од доле	1.86 мм	1.86 мб

286	9 од доле	ранијим	ранијем
314	4 од доле	та снижавањем	са снижавањем
327	11, 12 од горе	на Таунису	на Таунусу
345	3 од горе	источни.	западно-југозападни.
358	16 од доле	му се	му се може у
365	16—15 од доле	у 14 часова	у 2 часа
378	18 од доле	пристиска	притиска
381	21 од доле	уцрошћеним	упрошћеним
384	11 од горе	ссектору	сектору
	21 од горе	цритиска	притиска
	25 од горе	троцосфери	тропосфери
	5 од доле	цоремећаје	поремећаје
397	14 од горе	успостављању	успостављања
	7 од доле	депресије отприлике,	депресије, отприлике
401	18—17 од доле	на слици 135.	на слици 134.
405	16, 15 од доле	метереолошки	метеоролошки
423	14 од доле	метеорлози	метеоролози
424	5 од доле	циклонао	циклона,
	2 од доле	велики де	велики део

Штампарија ПРОСВЕТА Београд

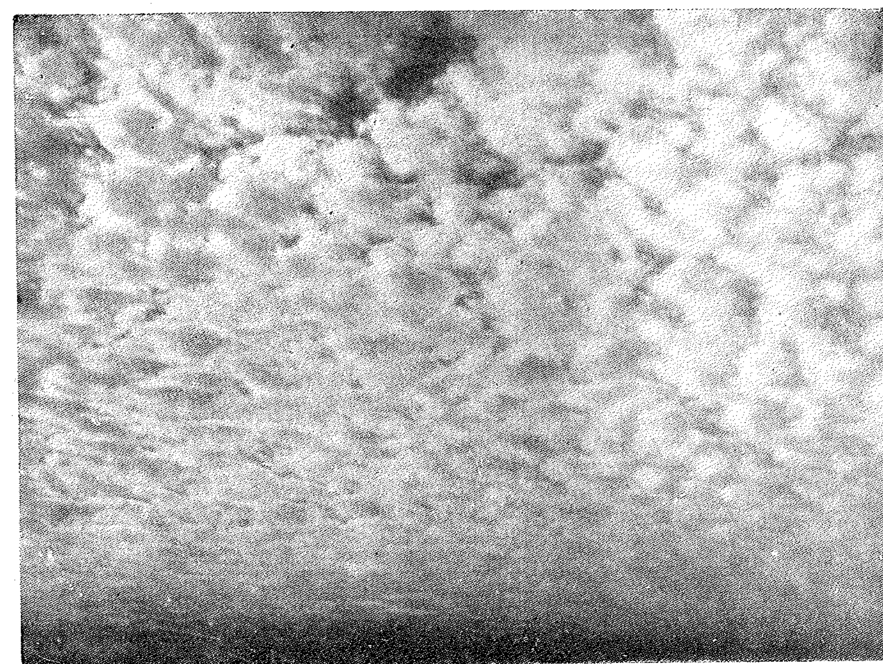


Слика 1. — *Цирус* (Ci uncinus). Кончаст облак у виду запете, чији се крај нагоре завршава кукицом. Облак је гушћи на доњем делу слике, али се ипак запажају кончићи, који су паралелни са пругама цируса на горњем и средњем делу слике.



Слика 2. — *Цирокумулус* (Cc undulatus). Валовит облак у грудвицама са јасно укрштеним деловима, али се на десном крају и доле јавља набрана структура. Део на левом доњем крају слике је сасвим цирусни, и постепено прелази у структуру цирокумулуса.

Слика 3. — *Циростратус* (Cs). Вео влакнасте структуре, који покрива већи део неба. У средини се види светла, развучена мрља Сунца; око ње је развијен хало, али не у потпуности, јер су цируси доста густи на доњем делу слике.

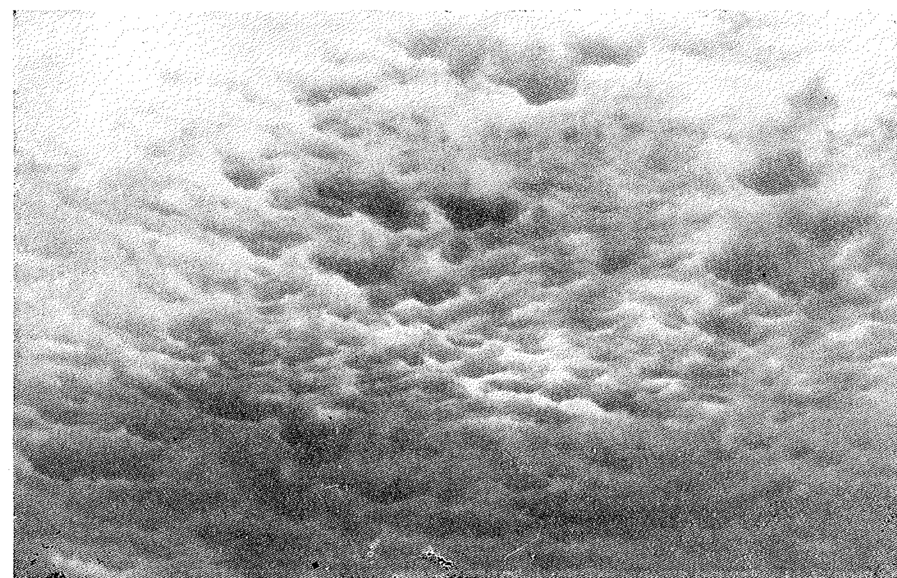


Слика 4. — *Алтокумулус* (Ac translucidis). Облачни делови, мало расплинути, имају облик крупнијих грудвица, између којих се местимице провиди небо.

Слика 5. — *Праменаст алтокумулус* (Ac floccus). Неки делови облака личе на мале фрактокумулусе, искидане и рашчерупане прамене. Овакав се облик јавља пред олују и непогоду.

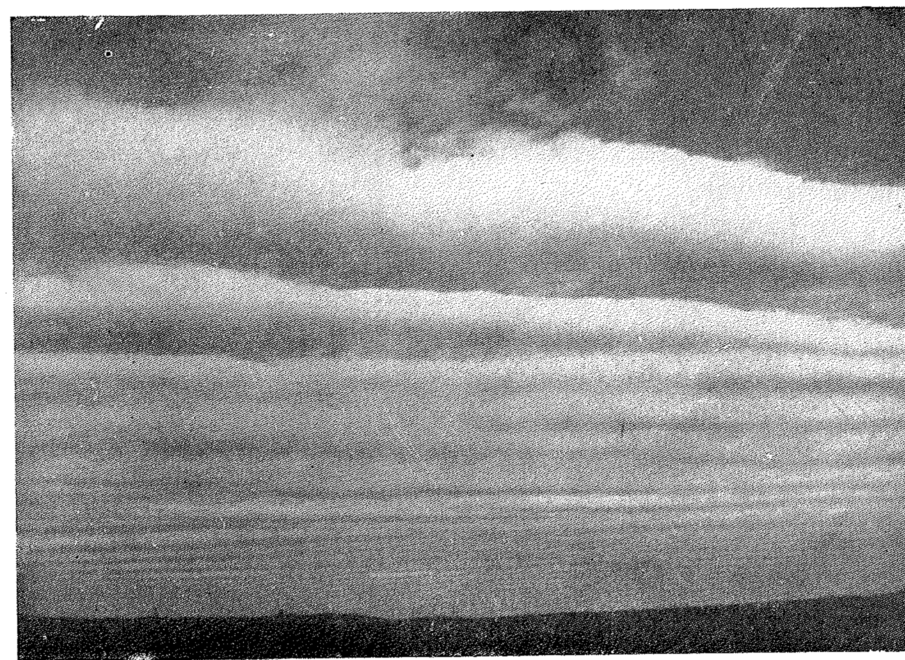
Слика 6. — *Сочиваст алтокумулус* (Ac lenticularis). Типични сочивасти облаци на средњој висини. Десни облак је блиставе беле боје, погодан за појаву иризације, док леви има јаку властиту сенку. Ма да оба облака имају изрецкане и влакнасте ободе, нису ипак цирокумулуси, јер су потпуно усамљени.

Слика 7. — *Алтостратус* (As translucidis). Вео облака покрива цело небо и неједнаке је дебљине. Сунце просијава као светла мрља, око које се опажа влакнаста структура облака. Види се већи број издужених алтокумулуса влакнастог састава, који изгледају тамни, јер се између њих и Сунца налази вео алтостратуса.

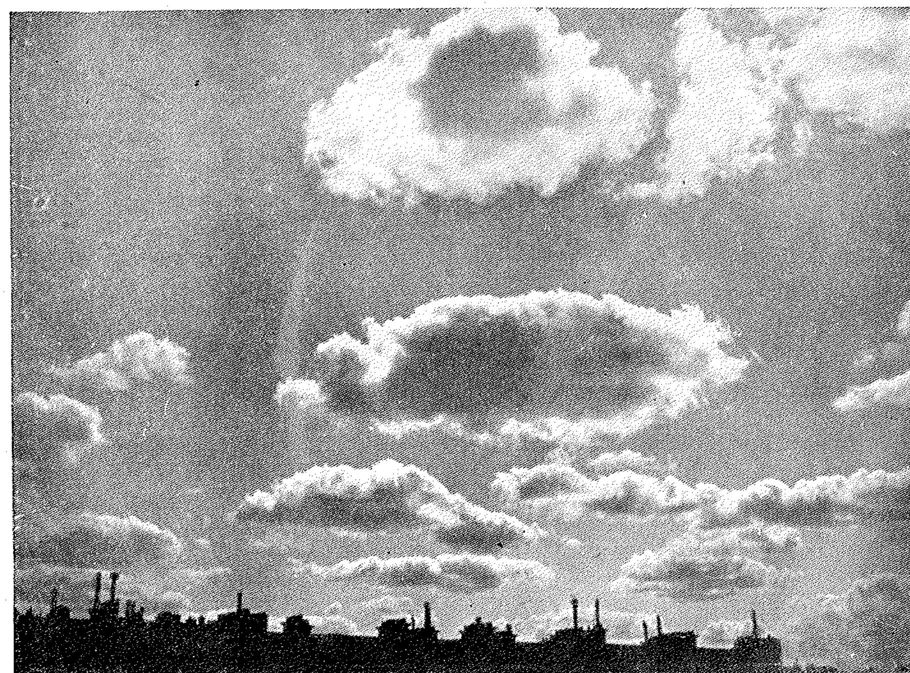


Слика 8. — *Кесаст алтостратус* (As mammatus). Елементи на основици облака, слични кесицама, имају делимично потпуно полукугласт облик. Ови су често крупнији и неправилнији. Таква је врста облака честа при крају непогоде.

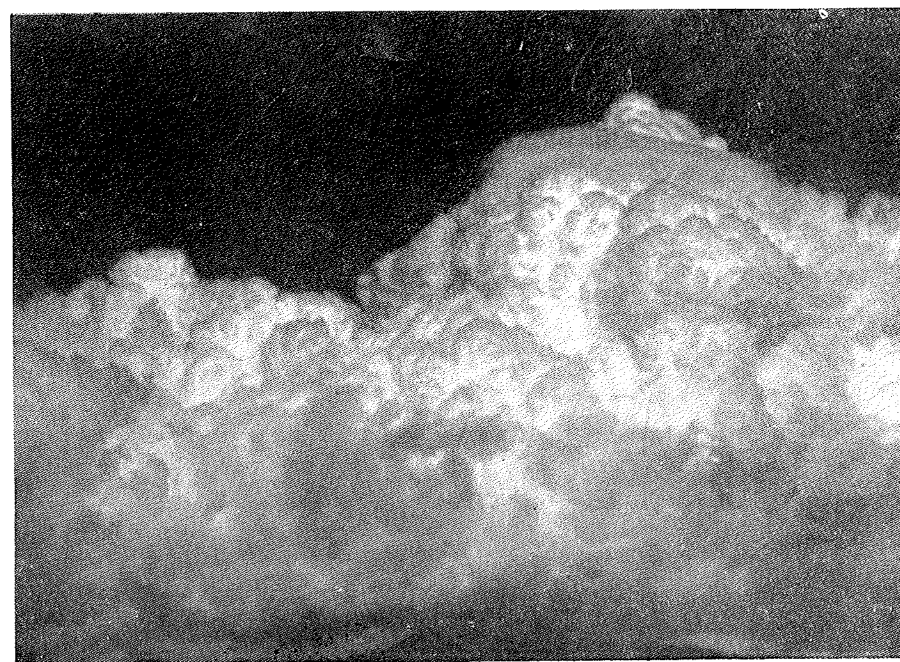
Слика 9. — *Стратокумулус* (Sc translucidis). Облак са крупним грудвама, у виду неразвијених облутака, између којих се види небо. Грудве су мање-више повезане и образују слој неједнаке дебљине. Неразвијени кумулуси виде се на доњем делу слике.



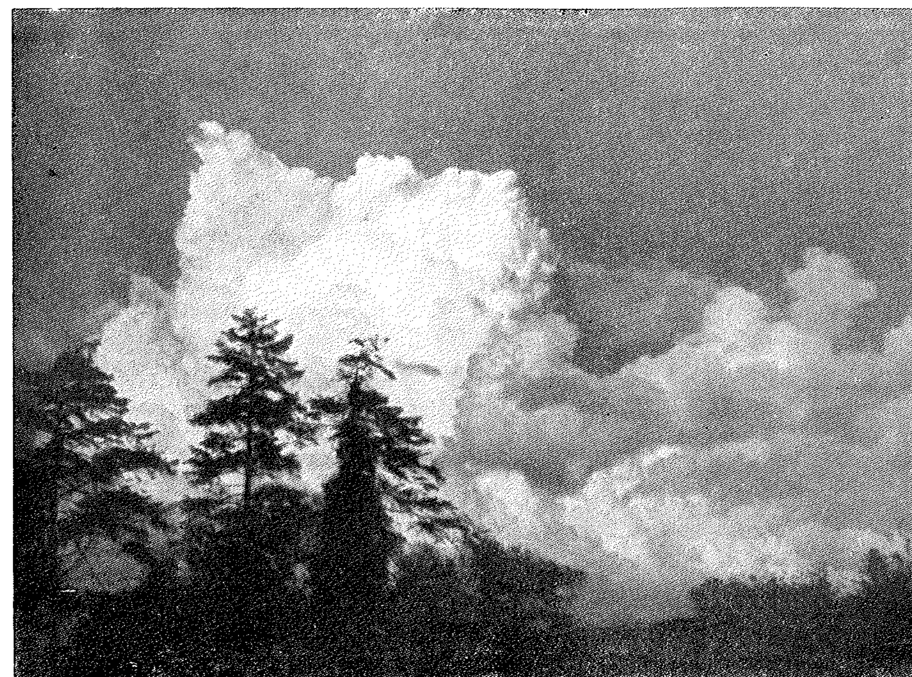
Слика 10. — *Валовит стратокумулус* (Sc undulatus). Велики и врло развијени ваљци, одвојени међупросторима провидног неба. Све више се збијају према хоризонту, под утицајем перспективе.



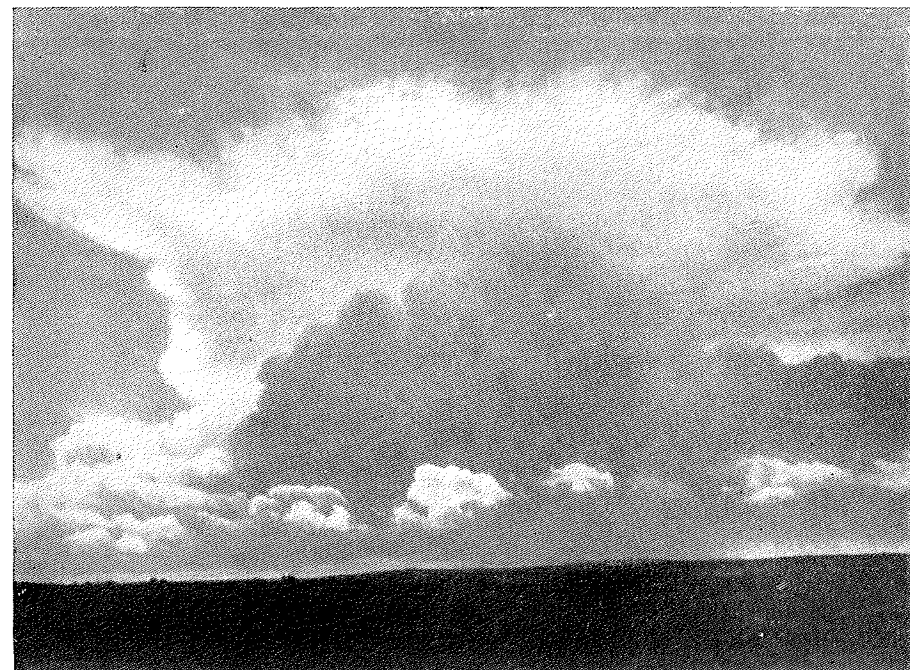
Слика 11. — *Кумулус* (Cu humilis). Облаци су доста размакнути, спљоштени и слабо развијени у вертикалном правцу. Неки су потпуно прозрачни, што сведочи о њиховој незнатној дебљини. То су, углавном, облаци лепог времена.



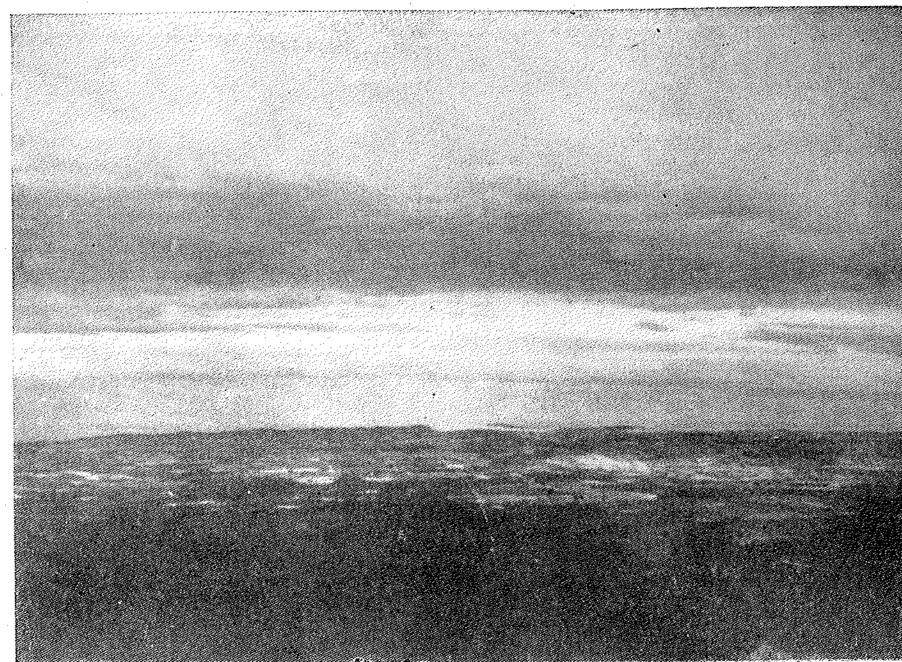
Слика 12. — *Кумулус са кукуљицом* (Cu congestus pileus). Набубрен облак са нагомилавањем заоблица, које пробијају и кроз кукуљицу. Влакнасти састав кукуљице јасно се разликује од веома дебелог кумулуса. Овај облак чини прелаз у кумулонимбус.



Слика 13. — *Ћелави кумулонимбус* (Cb calvus). Горњи делови облака почињу добијати цирусну структуру. Наковањ се почиње стварати на горњем врху, лево. Доле, са десне стране, развијени су мутни фрактостратуси, искидани у неправилну парчад и ниски.



Слика 14. — *Кумулонимбус са наковњем* (Cb incus). Типични наковањ је потпуно развијен на горњем делу облака. Његова влакнаста структура, избраздана до саме масе и искрзана по ободима, сасвим је различита од састава кумулуса на доњој половини облака.



Слика 15. — *Стратус* (St). Стратуси су стварно развијени на два нивоа, један готово изнад саме земљине површине, а други на већој висини, и покривају цело небо.

Слика 16. — *Небо пред непогодом.* Кумулуси се снажно развијају у вертикалном правцу; показују велике супротности између потпуно тамних и светлих делова. Горњи део слике богат је издигнутим облацима, од којих су неки — можда — пространи наковњи кумулонимбуса. Непогода је почела око 1 час иза оваквог изгледа неба.